Zur Kenntnis der Grüngesteine und Sedimente des südwestlichen Zlatibor-Massivs (Bosnien)

DISSERTATION

zur Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Hamburg

Vorgelegt von

Gundolf Ernst

aus Hamburg

HAMBURG 1961

Zur Kenntnis der Grüngesteine und Sedimente des südwestlichen Zlatibor-Massivs (Bosnien)

DISSERTATION

zur Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Hamburg

Vorgelegt von

Gundolf Ernst

aus Hamburg

HAMBURG 1961

R. UNIV.
BIBLIOTH.

Genehmigt von der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Hamburg
auf Antrag von Prof. Dr. F.K. DRESCHER-KADEN

Hamburg, den 18. 1. 1961

Prof. Dr. OTREMBA
Dekan

I. VORWORT

Zwei Balkanreisen in den Sommermonaten der Jahre 1955/56 boten mir kurzfristig Gelegenheit, Einsicht in die geologisch-petrographischen Verhältnisse eines Ausschnitts der zentralen bosnisch-serbischen Dinariden zu nehmen.

Zur näheren Bearbeitung wurde mir von dem damaligen Mitarbeiter des Geologischen Landesamtes in Sarajewo Dr. L. NÖTH ein Rahmensegment im südwestlichen Zlatibor-Peridotitmassiv überwiesen. Das gewählte Gelände versprach, die im Frühjahr 1955 vom Zavod Sarajewo an W. KÜCHMEISTER, Hamburg, vergebenen geologischen Arbeiten im Lim/Uvac-Gebiet, westlich Priboj zu vertiefen und zu vervollständigen.

Die Schwierigkeit der Visenbeschaffung in den Balkanstaaten gebot eine Beschränkung der Feldarbeiten auf die notwendigsten geologisch-stratigraphischen Erhebungen. Die derzeit gewonnenen Ergebnisse, erweitert durch petrographische Untersuchungen des nach Hamburg überführten Probenmaterials, gestatteten mir den Ausbau der als Diplom-Kartierung vorgesehenen feldgeologischen Studien zur Dissertation.

Da Dr. KÜCHMEISTER seine ursprünglich vorgesehene Themenstellung umdisponierte, konnte ich die petrologischen Untersuchungen auch auf den südlich meines eigentlichen Arbeitsgebietes gelegenen Abschnitt des Zlatibor-Rahmens ausdehnen und sein umfangreiches Aufsammlungsmaterial mitverwerten. Für den großzügigen Verzicht auf die Weiterbearbeitung seiner Proben habe ich ihm ganz besonders zu danken. Darüber hinaus vertiefte er durch zahlreiche Hinweise und Anregungen meinen durch rekognoszierende Begehungen nur oberflächlich vermittelten Einblick in sein Arbeitsgelände.

Für die gewährte Freizügigkeit in der Behandlung und Ausgestaltung des Themas, für freundliche Anteilnahme und Beratung am Fortgang der Arbeit danke ich meinen Lehrern, den Ordinarien Prof. Dr. F.K. DRESCHER-KADEN und Prof. Dr. E. VOIGT.

Herr Dr. L. NÖTH hatte die Freundlichkeit, mir auf gemeinsamen Feldbegehungen Einführung und Einblick in die geologischen Verhältnisse des südwestlichen Zlatibor-Gebirges zu geben.

Besonderen Anlaß habe ich, Frau Dr. I. VALETON und Herrn Dr. P. MÜLLER herzlich zu danken, die mir mit qualifiziertem Rat und tatkräftiger Unterstützung bei der Durchsicht der Gesteinsschliffe und der Herstellung und Auswertung der Röntgenaufnahmen bereitwillig zur Seite standen.

Anregende Diskussionen und ausführliche fachliche Durchsprache verdanke ich außerdem den Herren Professoren Dr. J. LIETZ und Dr. A. SCHRÖDER vom Mineralogischen Institut der Universität Hamburg.

Prof. Dr. W. KUBIENA und seinen Mitarbeitern an der Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft in Reinbek danke ich für die Bereitstellung ihrer Apparaturen und Materialien zur Anfertigung von Gesteinsdünnschliffen und photographischen Aufnahmen.

INHALTSVERZEICHNIS

I. Vorwort 3

II. Einleitung

A. Geotektonische und geographische Lage des Arbeitsgebietes 7

B. Orographie und Begrenzung des Arbeitsgebietes 7

C. Historische Übersicht 8

D. Aufgabenstellung 10

III. Geologie und Petrologie der sedimentären Gesteine

A. Schieferhornsteinserie (SHS) 11

1. Benennung und Auskartierung 11

2. Lagerung 11

3. Alter und Fossilführung 13

4. Petrologie 15

a. Sandsteine und Konglomerate 15

b. Ein Vergleich von Werfener Sandsteinen und SHS-Sandsteinen 17

c. Kieselgesteine 19

d. Tonschiefer, Schiefertone und Mergeltone 22

5. Anhang: Schieferhornsteinserie und Ophiolithe ... 23

a. Die Verbandsverhältnisse von Schieferhornsteinserie und Ultramafiten 23

b. Die Verbandsverhältnisse von Schieferhornsteinserie und Diabasen 25

c. Diabastuffe 27

6. Zusammenfassung 32

B. Kreide 34

1. Morphologie und Lagerung 34

2. Alter und Fossilführung 36

3. Petrologie 37

a. Basalschichten 37

b. Glauconienschichten 41

4. Zusammenfassung 42

C. Tertiär 43

1. Morphologie und Lagerung 43

2. Alter und Fossilführung 44

3. Petrologie 44
a. Basalkonglomerate 45
b. Silexgesteine 46
c. Kalke und Mergel 47
4. Zusammenfassung 47
D. Quartär 48

IV. Geologie und Petrologie der ultramafitischen Gesteine
A. Lagerung 50
B. Verbandsverhältnisse zwischen Peridotiten, Gabbros und Amphiboliten 52
1. Peridotite und Dioritamphibolite 53
2. Peridotite und Gabbros 54
C. Petrographie 57
1. Peridotite und Ophicalcite 57
a. Peridotite 57
b. Serpentinisierung 59
c. Ophicalcite 60
2. Gabbros und Gabbroderivate 63
a. Allivalite und Troktolithe 63
b. Uralitische Saussuritgabbros 65
c. Amphibolitgabbros 68
3. Amphibolite und Amphibolitderivate 69
a. Granatführende Pyroxenamphibolite 69
b. Dioritamphibolite 72
D. Zusammenfassung 76
E. Entstehung der Ultramafite 80

V. Tektonik und Sedimentation (Gesamtzusammenfassung) 85

VI. Bemerkungen zur Gesteinskarte und Gesteinsschliffverzeichnis 94

VII. Literaturverzeichnis 100

VIII. Tafelanhang 107

II. EINLEITUNG

A. GEOTEKTONISCHE UND GEOGRAPHISCHE LAGE DES ARBEITSGEBIETES

Geotektonisch fällt das bearbeitete Gelände in den Bereich der langgestreckten 'innerdinarischen Hauptzone' ČISSARZ' (KOSSMAT's Narbenzone, KOBER's Abyssaliden, PILGER's innerdinarische Ophiolithzone). Sie wird durch mesozoische klastische Geosynklinalsedimente in Fazies der Schieferhornsteinserie gekennzeichnet. In wechselndem Abstand wurden die mesozoischen Ablagerungen von älteren paläozoischen Aufwölbungen und ultrabasischen Massiven (Konjuh, Zlatibor, Ibar u.a.) durchbrochen.

Nach PILGER ist das Kartiergebiet dem westlichen Arm der zweigeteilten, durch die Tara-Zwischenschwelle getrennten Doppelgeosynklinale des innerdinarischen Troges zuzustellen.

Provinziell gehört das bearbeitete Gelände zu Ostbosnien. Die nahe benachbarte westserbische Grenze und die im S anschließende, zur Zeit der österreichischen Okkupation bis 1918 noch türkische Provinz Sandschak Novi Pazar verliehen dem Bezirk lange Jahre einen Grenzcharakter, der eine detailliertere geologische Bearbeitung behinderte.

Das Kartiergebiet bildet östlich von Višegrad einen Ausschnitt aus einer schmalen, zwischen Drina und Lim über 20 km dahinstreichenden von Schieferhornsteinserie, Kreide und Tertiär eingenommenen Depressionszone und ihres ophiolithischen Rahmens.

Geographisch teilt diese Zone das Ultramafitmassiv des Zlatibor in einen östlichen, größtenteils auf serbischem Gebiet befindlichen Komplex (eigentlicher 'geographischer Zlatibor', im Folgenden kurz als 'Ostmassiv' bezeichnet) und einen westlichen bosnischen Massivteil ('Westmassiv') von landschaftlich und geologisch etwas wechselvollerem Gepräge.

B. OROGRAPHIE UND BEGRENZUNG DES ARBEITSGEBIETES

Das Zentrum meines engeren Arbeitsgebietes wird durch den nördlichen Teil des etwa 9 km langen, SE–NW gestreckten Tertiärbeckens von Bjelo Brdo gebildet. Die tertiären Sedimente zeigen ein verhältnismäßig sanft geformte landschaftliche Einheit (Taf.1.Fig.2), die von Berghängen mit mittelsteilem Abfall begrenzt wird. Gegen W steigt der aus Peridotitserpentinen, Gabbros und Schieferhornsteinserie aufgebaute Komplex der Varda Planina aus dem Talbecken hervor (Taf.3.Fig.1). Die spärlich

bewaldeten Flanken sind mäßig zertalt und erwecken den Eindruck einer Bruchstufe. Fluviatile Lateralerosion dürfte geringeren Anteil an der orographischen Ausgestaltung des westlichen Beckenrandes gehabt haben. Die Westgrenze des Kartiergebietes wurde willkürlich im Gehänge der Varda Planina gezogen.

Stärkere Reliefenergie als das Neogen weisen die Kreideschichten an der NE-Grenze des Tertiärbeckens uaf. Im Tal des Prijevorac und am Fuße des Crno Brdo treten unter ihnen die von schütterem Pinuswald bedeckten Serpentinhänge des eigentlichen Zlatiborgebirges mit 500 bis 600 m hohen Abfällen heraus (Taf.1.Fig.1). Die vordere Gipfelflur (Pleć-Goleš-Crno Brdo) des Peridotitmassivs bildet die Ostgrenze des Arbeitsgebiete

Der Bjelo Brdo-Paß bildet die Wasserscheide zwischen Drina und Lim. Das südliche Tal der Bukonica vereinigt sich nach Einmündung des Zubač und Prijevorac mit dem aus dem Zlatibor hervorbrechenden Uvac und entwässert nach S dem Lim zu. Die Rijeka, deren einer Quellarm unmittelbar am Bjelo Brdo-Paß entspringt und weitere Zuflüsse aus der Varda Planina bezieht, fließt nach N dem Rzav zu.

Die Südgrenze des Kartiergebietes wurde durch den Lauf des Zubač bestimmt, an dessen Gegenufer sich das von KÜCHMEISTER bearbeitete Gebiet anschließt. Die geplante Ausweitung des Kartiergebietes nach N mußte aus Zeitmangel unterbleiben. Als nördliche Begrenzung wurde deshalb das auslaufende Tertiärbecken gewählt.

C. HISTORISCHE ÜBERSICHT

Die ersten geologischen Kenntnisse des bosnischen Abschnitts des Zlatibor-Massivs vermittelte uns BITTNER (1880), der gemeinsam mit den Herren MOJSISOVICS und TIETZE eine erste Übersichtsaufnahme der 1878 von Österreich-Ungarn okkupierten Provinzen Bosnien und Hercegovina im Maßstab 1 : 576 000 durchführte. V. JOHN gibt im petrographischen Teil ihres Berichts die Beschreibung einiger basischer Gesteine des Zlatibor rahmens.

Um die Jahrhundertwende nahm sich die slawische Schule (KISPATIĆ für Bosnien, ZUJOVIĆ für Serbien, ZIVKOVIĆ) eine etwas genauere Erforschung der Ophiolithmassive der Innerdinarischen Hauptzone zur Aufgabe und unterzog erstmalig auch die Petrographie der Grüngesteine einer näheren Betrachtung.

Eine erhebliche Bereicherung der geologischen Fachliteratur über Bos

nien verdanken wir KATZER. Leider gelangte eine detailliertere Schilderung der mesozoisch-känozoischen Gesteine infolge des vorzeitigen Todes des Autors nicht mehr zur Veröffentlichung. In seiner Abhandlung über die fossilen Kohlen Bosniens und der Hercegovina (1921, Bd.II,S.102-106) gibt KATZER eine Darstellung des Tertiärbeckens von Bjelo Brdo. Die Bearbeitung der reichhaltigen Flora dieser Ablagerungen übernahm ENGELHARDT.

Während der Kriegsjahre 1914/18 wurde mehreren Geologen der Mittelmächte Gelegenheit gegeben, die Balkanprovinzen in ihre z.T. großräumigen Betrachtungen einzubeziehen.

AMPFERER & HAMMER führten sehr eingehende und umfassende Studien an den Ultrabasiten des Zlatibor und ihrer sedimentären Umrahmung durch. Ihre Karten und Profile geben den ersten Versuch einer zusammenhängenden Darstellung des Peridotitserpentins und seiner Verbandsverhältnisse und dürften für den Zlatibor von bleibendem Wert sein.

KOSSMAT deutet den Zlatibor und seine Altersdatierung in seinem Sinne um, obwohl er ihn nur in seinem äußersten Südteil (Stara Raška, ehemaliges Novi Pazar) studiert hatte.

V. LÓCZY sen. übernahm 1917/18 eine Übersichtsbearbeitung von Westserbien und eines ostbosnischen Ausschnitts. Seine seither stark diskutierte Darstellung und Kartenaufnahme bringt eine wenig genaue Wiedergabe der geologischen Verhältnisse östlich von Višegrad.

Der von KÜCHMEISTER/ERNST bearbeitete Rahmenstreifen wurde von den Kriegsgeologen mit Ausnahme von v. LÓCZY sen. nicht besucht. Die von AMPFERER & HAMMER wiedergegebene Kartenaufnahme dieses Gebietes ist die Kopie einer Kartierung von KATZER.

Im Anschluß an den ersten Weltkrieg regte die Königlich-serbische Akademie der Wissenschaften eine systematische Untersuchung Westserbiens an (MARIĆ und PETKOVIĆ für Stara Raška; MILOVANOVIĆ, PAVLOVIĆ und TUČAN für den Zlatibor). Ihre Veröffentlichungen waren dem Verfasser nicht alle in wünschenswertem Maße zugänglich.

Während MILOVANOVIĆ die geologisch-stratigraphische Bearbeitung des Zlatiborgebietes, speziell auch die Erforschung der Kreide-Zone von Mokra Gora-Rzav östlich Višegrad übernahm, ging PAVLOVIĆ von petrographischer Seite den Fragenkomplex der basischen Eruptiva und ihrer Verbandsgesteine an. Seine von zahlreichen Analysen gestützten und sehr ins einzelne gehenden Aussagen bilden bis heute eines der grundlegendsten Werke über ein balkanisches Ultrabasitmassiv.

Kurz vor und während des zweiten Weltkrieges wurde die geologische Erforschung Bosniens und der angrenzenden Gebiete erneut durch eine Reihe deutscher und österreichischer Geologen angeregt (PILGER, LEDEBUR, GANSS u.a.). Der Zlatibor erfuhr jedoch keine weitergehende Neubehandlung, dagegen wurden aus seinen Randgebieten einige etwas detailliertere geologisch-kartographische Aufnahmen bekannt.

HIESSLEITNER machte 1951/52 in einem zusammenfassenden Werke über die 'Serpentin- und Chromerzgeologie' den balkanisch-kleinasiatischen ophiolitischen Fragenkomplex einer breiteren geologischen Öffentlichkeit zugänglich. In seiner Arbeit finden die Untersuchungen von AMPFERER & HAMMER sowie von PAVLOVIĆ über den Zlatibor eingehende Berücksichtigung.

Die moderne Literatur der jüngeren jugoslawischen Schule mußte infolge der im Büchertransfer bestehenden Schwierigkeiten gewöhnlich unberücksichtigt bleiben. PETKOVIĆ und seine Schüler verfolgen eine systematische Neukartierung des in Frage stehenden Gebietes. Von MARKOVIĆ, Beograd, liegt bereits eine Arbeit vom SW-Rand des Zlatibors, östlich anschließend an das Kartiergebiet von KÜCHMEISTER, vor.

D. AUFGABENSTELLUNG

Im 1. Teil dieser Arbeit wird die Geologie und Petrologie der sedimentären Füllung der Depressionszone von Bjelušine-Bjelo Brdo und des westlich angrenzenden Gebietes behandelt. Die Lagerung und Stratigraphie der Sedimentgesteine wird von mir nur insoweit berücksichtigt, wie sie feldgeologisch eingehender im speziellen Kartiergebiet bei Bjelo Brdo studiert wurde; bei den sedimentpetrographischen Untersuchungen wird - ergänzend zu der Arbeit von KÜCHMEISTER - auch auf den südlich des Zubač und Lim gelegenen Raum Bezug genommen.

Im Anhang an den Abschnitt 'Schieferhornsteinserie' sind die Lagerungsbeziehungen und Verbandsverhältnisse der Schieferhornsteinformation zu den Ophiolithen zur Diskussion gestellt. Besonders die in die Schieferhornsteinserie eingeschalteten Diabastuffe werden eingehend behandelt.

Der 2. Teil der Arbeit wird sich mit der Geologie und Petrographie der gesamten von KÜCHMEISTER und mir im südwestlichen Zlatibor-Rahmen auskartierten Ultramafite befassen. Da mir das Limgebiet selbst nur aus wenigen Übersichtsbegehungen bekannt geworden ist, muß ich mich in Bezug auf Lagerungsverhältnisse und Grenzziehung im wesentlichen auf die von KÜCHMEISTER erhaltenen Angaben verlassen.

III. GEOLOGIE UND PETROLOGIE DER SEDIMENTÄREN GESTEINE

A. SCHIEFERHORNSTEINSERIE (SHS)

1. BENENNUNG UND AUSKARTIERUNG

Die Schieferhornsteinserie, die sich in ziemlich gleichbleibender Ausbildung nach S bis in den kleinasiatischen Raum verfolgen läßt, hat als Charaktersediment der innerdinarischen Hauptzone zur gelten.

Im Gebiet des Zlatibor setzt sich diese Serie aus einer Wechselfolge von Sandsteinen, Schiefern, Hornsteinen, untergeordnet Kalken sowie aus Diabasen und deren Tuffen zusammen. Die in dem jeweiligen Gebiet vorherrschenden Gesteinsglieder führten zu wechselnden Benennungen der Serie wie Schieferhornstein-Formation, Radiolarit-Serie, Tuffitjaspis-Schichten. In neuerer Zeit scheint sich die Mehrzahl der Autoren auf die Bezeichnungen: Schieferhornsteinschichten, Schieferhornsteinserie und Schieferhornsteinformation festzulegen, wobei die nur integrierenden Bestandteile wie Tuff und Kalk in Fortfall kommen.

Zur Vermeidung längerer unübersichtlicher Wortkonstruktionen wird im Folgenden die Schieferhornsteinserie mit der Buchstabenfolge SHS abgekürzt.

Auskartierung: Der rasche horizontale wie vertikale Wechsel der Gesteinsfazies in der SHS stellt an den kartierenden Geologen Anforderungen, denen er häufig nur durch summarische Zusammenfassung der verschiedenen Einzelglieder gerecht werden kann.

In den früheren Übersichtskartierungen wurde die SHS deshalb gewöhnlich auch zu einer Einheit verbunden und mit gleicher Signatur versehen. KÜCHMEISER/ERNST haben sich bemüht - wenigstens generell - eine detailliertere Gliederung anzugeben, doch erhebt diese Grenzziehung bei dem häufig schon auf kürzeste Erstreckung auftretenden Fazieswechsel und den ungenügenden Kartenunterlagen nicht immer Anspruch auf exakte Wiedergabe. So sind in den mit Sandsteinsignatur versehenen SHS-Komplexen durchaus auch Schiefer und Hornsteine, in den Gebieten mit vorwiegenden Tonschiefern und Hornsteinen auch Sandsteineinschaltungen zu erwarten.

2. LAGERUNG

Das Fehlen von charakteristischen Leithorizonten und die Seltenheit von durchgehenden Profilen machen eine genaue Beurteilung der Lagerungsverhältnisse in der SHS schwierig. Aufgrund der wenig ausgeprä-

ten Schichtung der Gesteine ist auch die Gewinnung von tektonischen Meßwerten und die Berechnung von Mächtigkeiten nur zu oft illusorisch.

Wenn es trotzdem hier angestrebt wird, die SHS im engeren Arbeitsgebiet in ein Sättel- und Muldenbauschema einzugliedern, so haben die Angaben im wesentlichen theoretische Erwägungen zur Grundlage.

Nach den von GANSS für die Zlatar Planina, von v. LEDEBUR für das Gebiet zwischen Ibar und Lim und von PILGER gegebenen Ausführungen ließe sich im südlichen und westlichen Randgebiet des Zlatibor für die SHS etwa das folgende Profil ableiten (Mächtigkeitsangaben fehlen):

a) Die unterste Folge setzt sich aus überwiegend mechanischen Sedimenten, vor allem aus Sandsteinen zusammen, in die sich zum Hangenden zunehmend Schiefer und Hornsteine einschalten.

b) Pelitische Sedimente verdrängen die psammitischen. Die Sandsteine treten zugunsten von Tonschiefern zurück. Hornsteineinschaltungen werden häufiger.

Über die weitere Folge besteht wenig Übereinstimmung, sie braucht in diesem Zusammenhang auch nicht zu interessieren, da wir es im Kartiergebiet des Verfassers nur mit der unteren SHS zu tun haben. Jedenfalls werden Kalke im allgemeinen erst aus den höheren Teilen der SHS genannt.

Die genannte Profilfolge läßt sich dem bei Bjelo Brdo für die SHS vermuteten Bauplan zwanglos einordnen und darf als Hinweis für seine Richtigkeit gewertet werden.

Offenbar bildet der zwischen Gabbro/Peridotit einerseits und Tertiär andererseits eingeklemmte etwa 2.5 km lange, dinarisch gestreckte SHS-Streifen ein Muldenrelikt, dessen Achse eine generelle NE-SW-Richtung haben dürfte. Das Muldentiefste ist südwestlich des Bjelo Brdo-Passes zu erwarten, dort wo die größte Breite des Streifens etwa einen halben Kilometer mißt (vgl. Strukturkarte u. Abschnitt 'Tektonik und Sedimentation').

Der südöstliche Muldenflügel hebt sich oberhalb des Zubač Potok heraus, seine weitgehende Erosion wurde durch den Zubač und seine linksseitigen Quellbäche unterstützt. Gleich südlich des Baches ist im Arbeitsgebiet von KÜCHMEISTER die SHS erneut scharf eingefaltet, jüngere Teile der Serie, wie Hornsteine und Kalke verdanken der muldenförmigen Einsenkung ihre Erhaltung.

Ebenso unterstützt der Gesteinscharakter in dem Muldenrelikt westlich Bjelo Brdo den tektonischen Befund. Im vermutlichen Muldentiefsten sind fast ausschließlich Tonschiefer und Hornsteine, also Gestei-

ne der höheren Serie aufgeschlossen, nur an den auslaufenden Flanken wurden Sandsteine der unteren SHS auskartiert.

In südwestlicher Verlängerung der Muldenachse, die in ihrer streichenden Erstreckung leichten Niveauschwankungen ausgesetzt ist, finden wir auf dem Gabbro der Rzav/Lim-Wasserscheide erneut Sandsteine, die hier als nur geringmächtiger Schleier dem Kristallin auflagern und schon in tieferen Bachrissen die ophiolithische Unterlage freilegen (Taf.2.Fig.2). Die geringe Mächtigkeit erklärt auch die Auflösung der Sandsteindecke in mehrere isolierte Einzellinsen.

Etwa 5 km nordwestlich der SHS von Bjelo Brdo stellen sich außerhalb des Arbeitsbereiches nach der von AMPFERER & HAMMER veröffentlichten Übersichtskarte bei Daniloviči erneut Gesteine der SHS ein. Sie bilden - ebenfalls dem Ultramafit auflagernd - eine NE-SW gerichtete Erosionsgrenze und dürften ehemals durch eine etwas weiter gespannte Sattelwölbung mit der SHS von Bjelo Brdo in Verbindung gestanden haben; zwischen beiden Vorkommen hebt sich der massige Peridotit-Komplex der Varda Planina mit Höhen bis zu 1389 m heraus.

Wir kommen also zu der Vorstellung, daß die SHS ihre Erhaltung auf dem basischen Massiv einer NE-SW gerichteten Einfaltung in die Ophiolith-Serie verdankt. Das vermutliche Alter des Faltenwurfs wird uns im Schlußkapitel noch beschäftigen.

3. ALTER UND FOSSILFÜHRUNG

Über das Alter der SHS ist viel diskutiert worden, ohne daß man bisher zu einem endgültigen Ergebnis gekommen wäre. Nach den zusammengefaßten Ausführungen von AMPFERER & HAMMER, GANSS, HIESSLEITNER, v. LEDEBUR, PAVLOVIĆ, PETKOVIĆ, PILGER, MILOVANOVIĆ, ZIVKOVIĆ u.a. für den Zlatibor und das Zlatibor-Randgebiet ersetzt die SHS faziell Unter- bis Obertrias, reicht einerseits lokal bis ins oberste Perm hinab, andererseits bis zum Lias hinauf. An manchen Stellen soll die SHS konkordant aus paläozoischen Gesteinen (Verrucano) von ähnlichem Habitus hervorgehen.

Die Werfener Schichten werden von der SHS teilweise unter- und teilweise überlagert. Auch Verzahnungen mit Werfener Fazies werden verschiedentlich genannt und sollen später in anderem Zusammenhang noch zur Diskussion gestellt werden.

CIRIĆ verteidigt 1953 und 1954 für weite Teile der dinarischen Diabashornsteinserie Juraalter, kann aber nur für Sjenica in Stara Raška paläontologische Beweise erbringen.

Ebenso hat KÜCHMEISTER im südlichen Anschlußgebiet für einen Teil der SHS Liasalter glaubhaft gemacht, doch zeigen die Lagerungsverhältnisse

seiner Belemniten führenden Jurakalke in nächster Nachbarschaft von mitteltriadischen Kalksteinen einen noch ungeklärten tektonischen Bau, so daß die Juravorkommen auch tektonisch eingeschuppt sein können.

Südlich der Bić Planina konnte KÜCHMEISTER für die den mitteltriadischen Kalken auflagernden Schieferhornsteine Muldenbau und damit obertriadisches, wenn nicht noch jüngeres Alter nachweisen. Andererseits treten nördlich, unmittelbar unterhalb des Bićplateaus, vielleicht in Faziesverdrängung von Werfener Schichten (KÜCHMEISTER, S.31) erneut Sedimente der SHS heraus.

Leider verhinderte der Kalkschuttmantel im Bićvorland und der vorzeitige Abbruch der Geländearbeiten eine Weiterverfolgung und Klärung dieser wichtigen Frage. Jedenfalls erinnern die Verhältnisse auffallend an die von AMPFERER & HAMMER vorgetragene Ansicht einer unteren SHS von skythischem und einer oberen von obertriadischem (HAMMER) bis jurassischem (AMPFERER) Alter, beide getrennt durch Einschaltung eines mitteltriadischen Kalkkomplexes.

Die Existenz zweier Hornsteinserien ist zwar in der Literatur vielfach bezweifelt worden, sie können aber darin ihre Erklärung finden, daß die SHS durch Zwischenschaltung massiver Kalkgroßlinsen örtlich getrennt ist, während es andernorts zur Ausbildung einer durchlaufenden einheitlichen Folge von SHS-Sedimenten kommt.

Nehmen wir für die am linken Limufer dem Bić vorgelagerte SHS skythisches Alter im Sinne einer älteren und einer jüngeren Serie an, so wäre auch für die am nördlichen Limufer dem Kristallin unmittelbar auflagernde SHS ein etwa synchrones alttriadisches Alter wahrscheinlich.

Gestützt wird diese altersmäßige Gleichsetzung durch die Auffindung mehrerer Allivalit-Aufwölbungen im Liegenden der SHS des Bićvorlandes. Das Zlatibormassiv greift also mit seinen gabbroiden Ausläufern auch hier noch über den Lim hinüber und wird wie gewöhnlich von SHS überlagert.

In meinem engeren Arbeitsgebiet ergaben sich keine näheren Anhaltspunkte für eine Altersdatierung, so daß ich die den Ultramafiten unmittelbar auflagernden SHS-Sedimente von Bjelo Brdo mit Vorbehalt ebenfalls in die ältere Trias einstufe.

Fossilführung: Die Unterschiede in der Altersdatierung der SHS sind durch die faunistische Sterilität ihrer hauptsächlichsten Gesteine bedingt. Die außerordentliche Armut an Fossilien erklärt sich durch die häufig klastische 'Flyschnatur' ihrer Schichtglieder. Mit Ausnahme der Radiolarite sind nur noch die Kalke von z.T. biogenem Ursprung.

Aus den kalkfreien bis kalkarmen Horizonten der SHS wurden bisher außer Radiolarien nur seltene fucoidenähnliche Reste und inkohlte Pflanzensubstanzen bekannt gemacht.

Radiolarien sind besonders in den kieseligen Gesteinen nicht selten, jedoch finden fast regelmäßig Um- und Sammelkristallisationen der Kieselskelette statt, wodurch eine paläontologische Typisierung sehr erschwert wird. Besser konserviert und präparativ günstiger freizulegen sind mitunter die in den karbonatischen Gesteinen auftretenden Rhizopoden. So fand ich in einem tuffführenden Kalkstein des Bićvorlandes (G 51; G x bedeutet die in der beiliegenden Gesteinskarte und im Gesteinsschliffverzeichnis, Abschnitt VI, aufgeführte Proben- und Gesteinsschliffnummer) Radiolarien, die noch eine radiale Unterteilung durch Skelettelemente erkennen lassen.

Stratigraphische Aussagen können bisher mit der Radiolarienfauna nicht gemacht werden, in dieser Richtung erfolgversprechender könnten Foraminiferen sein, die ich verschiedentlich in Kalklinsen der SHS nachweisen konnte. Zu beachten ist, daß die üblichen Standard-Schlämmverfahren der Erdölindustrie keine Ausbeute ergaben, dagegen weisen Gesteinsschliffe, wenn auch nicht übermäßig häufig, so doch regelmäßig Foraminiferenquerschnitte auf (G 39,54-56, tuffführende Thecosmilienkalke von Olandići, Arbeitsgebiet KÜCHMEISTER).

Die von F. PLUMHOFF, Deutsche Erdöl-AG, freundlicherweise vorgenommene Begutachtung der Foraminiferenfauna machte ihre Zustellung zu den kalkschaligen Unterfamilien Bolivina oder Bolivinoides wahrscheinlich.

4. PETROLOGIE

a. SANDSTEINE UND KONGLOMERATE

In der SHS des westlichen Zlatibor sind Sandsteine von grauwackenähnlichem Gepräge der gewöhnlichste Gesteinstyp. Bei Verwitterung zerfallen die in frischem Zustand bleigrauen, bräunlichgelben bis grünlichgrauen Gesteine zu einem rostbraun geflammten eckigen Blockschutt.

Die normalerweise feinkörnige Struktur variiert nicht selten zu grobkörniger bis konglomeratischer, seltener auch brecciöser Ausbildung. Die durchweg schon makroskopisch nur undeutliche bankige Textur der Sandsteine läßt auch unter dem Mikroskop eine Feinschichtung unter Sonderung der Komponenten vermissen. Offenbar verhinderte die ungleiche Korngröße der Gemengteile sowie die Armut an Bindesubstanz schon

primär die Ausbildung einer ausgeprägteren Schichtung, und die geringe metamorphe Überprägung des Materials trug dazu bei, letzte Anzeichen einer Lagentextur zu verwischen.

In Gesteinsschliffen wird auch in den feinkörnigen Sandsteinen der geringe Sortierungsgrad der Komponenten deutlich. Vielfach kam es zu einer überwiegend mechanischen Verfestigung der Gesteine durch Ineinanderpressung der Gemengteile. Der wechselnd vorhandene tonige Zement wurde in Chlorit umgewandelt, der mit einer dünnen Haut die klastischen Bestandteile überkrustet und die typische gelbgrüne bis grüne Pigmentierung dieser sogenannten 'Tuff-Sandsteine' bedingt.

Seltener erscheint - neben sekundärer Calcitisierung - ein karbonatisches Bindemittel und gab MARIĆ Anlaß zur Abtrennung einer quarzreichen, aber kalkarmen und einer quarzärmeren aber kalkreichen Serie.

Der geringe Rundungsgrad der mechanischen Gemengteile läßt kurze Transportweiten, die schlechte Klassierung rasche Sedimentation vermuten.

Überwiegend sind die Gesteine aus Quarz aufgebaut, daneben kann auch der Gehalt an Quarzit in manchen Proben stärker anwachsen. Verhältnismäßig groß ist der Prozentsatz an Feldspäten (bis 2o %) , und zwar Plagioklase wie Orthoklase, teils frisch, teils umgewandelt in Kaolin (?) und Muskovit.

Bestimmend für den Gesteinscharakter ist als vierter Gementeil ein gewöhnlich blassgrüner, leicht pleochroitischer Glimmer.

Das Mineral liegt teils als primäres klastisches Element vor und bildet dann durch seine Biegsamkeit - ähnlich den Chloritblättchen - ein kittähnliches 'Zwischenklemmineral', teils ist er Zersetzungsprodukt der Feldspäte. Biotit ist selten.

Für die Herleitung des Ursprungsgebietes der Sedimente nicht unwichtig ist die Anwesenheit von Material aus myrmekitischen, perthitischen und antiperthitischen Reaktionsgefügen, die aller Wahrscheinlichkeit nach granitischen bis gneisartigen Aufbrüchen entstammen dürften.Aus der ophiolithischen Unterlage können derartige Produkte keinesfalls abgeleitet werden, aber auch aus den nahe angrenzenden paläozoischen Nachbargebieten ist granitische Beteiligung m.W. nicht bekannt.

Das Vorkommen von pyroklastischen Elementen in den 'Tuff-Sandsteinen'

wird im Abschnitt 'Diabastuffe' noch eingehend besprochen werden.

Als akzessorische Gemengteile werden Apatit, Zirkon und andere Schwermineralien gefunden.

Im Arbeitsgebiet von KÜCHMEISTER nehmen Konglomerate und brecciöse Bildungen stellenweise größere Gebiete ein und konnten kartiergeologisch abgetrennt werden. Verschiedentlich gelang es, in diesen Gesteinen älteres aufgearbeitetes SHS-Material nachzuweisen.

Ein von mir näher untersuchtes Konglomerat aus der SHS westlich von Uvac (G 21-22) enthält neben typischen SHS-Sandsteingeröllen vor allem eckige, höchstens kantengerundete Tonschieferkomponenten, sowie einen geringen Diabasanteil, der einer aufgearbeiteten älteren Diabasdecke entstammen dürfte (auf das Tonschieferelement in den Konglomeraten wird im Abschnitt 'Tonschiefer, Schiefertone und Mergeltone noch näher hingewiesen werden).

Konglomerate und Breccien, die vielfach beschrieben werden, lassen nach PILGER u.a. die unruhige, bewegliche Natur, die Hebungen und Senkungen des ehemaligen Meeresbodens erkennen. Dabei wurde häufig auch Material wieder aufgearbeitet, das kürzlich erst sedimentiert worden war.

b. EIN VERGLEICH VÖN WERFENER SANDSTEINEN UND SHS-SANDSTEINEN

Wie bereits im Abschnitt 'Alter und Fossilführung' ausführlich diskutiert wurde, glauben AMPFERER/HAMMER, MILOVANOVIĆ, ANIĆ, GANSS, v.LEDEBUR u.a. für den Zlatibor und seine Randgebiete an eine fazielle Vertretung von Werfener Schichten und unterer SHS.

Für die im Bić-Vorland sowie nördlich des Lim dem Ultramafit unmittelbar auflagernde SHS waren von KÜCHMEISTER/ERNST unter Vorbehalt ähnliche Lagerungsbedingungen angenommen worden.

GANSS hob mit aller Deutlichkeit hervor, daß die Werfener Gesteine im Zlatar Planina-Gebiet als Grenz- und Randfazies zwischen SHS-Bekkenfazies und paläozoischen Randschwellen aufzufassen seien. Dort, wo die Werfener Ausbildung beiderseits der SHS einsetzte, glaubte er den Rand der skythischen Geosynklinale des Innerdinarischen Beckens erreicht, dessen Sedimente bereits landnahes oder untiefes Meer anzeigten. Ähnlich schreibt HIESSLEITNER in seinem Buch über die Chromerzgeologie (p.294-95) : 'An den Rändern der Furche geht die Fazies der SHS in die regionale Flachseefazies der Werfener über, aber auch beide Fazien bestehen nebeneinander, wobei vielleicht Meeresströmungen

und damit verursachte Änderung des Meeresklimas die Bildung und Trennung dieser Fazies unterstützt haben.

Die folgende sedimentologische Gegenüberstellung läßt für beide Fazies eher eine Schüttung aus zwei verschiedenen Einzugsgebieten vermuten, wobei es möglicherweise zu einer Verzahnung beider Sedimentfächer, aber nicht zur Ausbildung einer Misch- oder Übergangsfazies kam.

Schieferhornsteinserie	Werfener Schichten
1) Relativ hoher Feldspatgehalt (bis 2o %)	1) Armut an Feldspäten, z.T. feldspatfrei
2) Mäßiger Glimmergehalt	2) Reiche Glimmerführung
3) Granitische bis granitisch-metamorphe Komponenten (Myrmekite u.a.)	3) Lydite, Milchquarze
4) Metamorphe Chloritbildung	4) Limonitisches Bindemittel
5) Zurundung und Klassifikation der Komponenten schlecht	5) Rundungsgrad und Klassifikation mäßig

Die beiden Faziesbereiche zeigen also im SW-Zlatibor - neben unterschiedlichen Transportbedingungen - deutlich verschiedene Mineralassoziationen. Während die Ausbildung der Werfener Schichten nur eine Fortführung z.B. der paläozoischen Entwicklung zu sein scheint, wofür die Ähnlichkeit in der Geröllführung (Milchquarze und Lydite) spricht, haben die SHS-Sandsteine ein Einzugsgebiet von deutlich abweichendem minerogenen Aufbau.

Mit der Vorstellung eines beiderseits von Werfener Randschwellen begleiteten SHS-Beckens sind die oben geäußerten Befunde nicht vereinbar, beispielsweise müßte es - infolge der leichten Transportfähigkeit des Glimmers - zu einer Anreicherung dieses Minerals im Beckeninnern kommen.

Prof. A. PILGER, den ich ersuchte, zu diesen Problemen Stellung zu nehmen, stimmt der hier vertretenen Annahme von zwei verschiedenen Schüttungsrichtungen durchaus zu. Werfener Schichten seien keine Schwellenbildungen und lehnten sich faziell noch stark an das Oberperm an.

Möglicherweise hätten während der Untertrias freiliegende Schwellen gleich westlich der Vardar-Zone bestanden, deren Abschwemmungen, vor allem auch die Feldspäte, in den scharf sinkenden Innerdinarischen Trog gelangen konnten.

c. KIESELGESTEINE

Kieselgesteine gehören neben den Sandsteinen zu den wichtigsten Schichtgliedern der SHS. Die bei der Benennung der Schieferhornsteinserie verwandte, nicht sehr glücklcihe Bezeichnung 'Hornstein' darf nicht in den engen Grenzen konkretionärer Genese gefaßt werden, die ihm üblicherweise gegeben wird. Man hat versucht, andere Begriffe wie Kieselschiefer, Jaspis, Phtanit oder Radiolarit bei der Namengebung zu verwerten, doch werden diese Bezeichnungen der mannigfaltigen Ausbildung der Kieselgesteine in der Schieferhornsteinserie ebenso wenig gerecht, wie der Ausdruck 'Hornstein'. Wenn also bei Gesteinen der SHS von Hornsteinen im allgemeinen gesprochen wird, so sind damit Kieselgesteine i.w.S. und von unbestimmter Genese gemeint.

KÜCHMEISTER konnte im Nachbargebiet in mächtigerer Ausbildung vier Varietäten von Kieselgesteinen kartographisch unterscheiden (vgl. Gesteinskarte):

1) 'Bunte Hornsteine', faziell eng mit Schiefern und Sandsteinen verbunden.
2) 'Schwarze Schieferhornsteine'.
3) 'Silexkalke' in der Peripherie von Kalklinsen, die der normalen SHS-Fazies eingeschaltet sind.
4) 'Hornsteine', wechsellagernd mit Kalken im Hangenden der mitteltriadischen Bić- Kalke, nach oben übergehend in SHS von normaler Ausbildung.

Während die drei letztgenannten Gruppen nur als mehr oder weniger integrierende Bestandteile der SHS zu gelten haben, sind die 'bunten Hornsteine' wesentliche und sehr bezeichnende Glieder der SHS. Durch ihre enge Verknüpfung mit SHS-Sandsteinen verhindern sie eine Verwechslung letzterer mit den makroskopisch oft ähnlichen Werfener Sandsteinen. 'Bunte Hornsteine' bilden als Silexknollen, Kieselschiefer und Radiolarite auch einen Teil der in der SHS-Mulde von Bjelo Brdo aufgeschlossenen Gesteine.

Die vorwiegend rotbraunen, aber auch grauen, grünen und blauschwarzen Gesteine verwittern entweder zu einem kantigen, splittrig bis muschelig brechenden Blockschutt oder finden sich als sphäroidische bis ellipsoidische geodenähnliche Knollen.

Sehr bezeichnend ist eine Vergesellschaftung der Hornsteinvorkommen mit Diabaslagern in Lagerungsverhältnissen, die an einen genetischen

Zusammenhang der eruptiven Gesteine mit der Hornsteinfazies denken lassen. Fast immer werden im SW-Zlatibor in der Peripherie der Diabaslager Kieselgesteine angetroffen. Hornsteine können allerdings auch isoliert ohne Verknüpfung mit Diabasen auftreten.

GANSS beschreibt aus der Zlatar planina gleichartige Lagerungsverbände; stets seien Diabase mit Hornsteinen vergesellschaftet, und auch dort, wo Diabase inmitten von Sandsteinen auftreten, schieben sich regelmäßig dünne Lagen von 'Radiolariten' am Grenzkontakt ein (vgl. auch von LEDEBUR, HIESSLEITNER u.a.).

Eine ursächliche Beziehung zwischen Diabasen und Hornsteinen wird heute wohl von keinem in der SHS tätigen Feldgeologen bestritten. Unklarheit besteht darüber, ob die im Gefolge der Diabase aufdringenden exhalativen SiO_2-Nachschübe, bzw. die bei der Metamorphose von Diabasen freiwerdende Kieselsäure direkt niedergeschlagen wurde oder sekundär auf metasomatischem Wege zur Verkieselung führte. Auch kann es mittelbar über den Umweg organogener SiO_2-Spender zur Sedimentation biogener Hornsteine (Radiolarite)gekommen sein.

Einen abweichenden Standpunkt vertritt KOSSMAT, der den Kieselsäurereichtum der SHS mit einer submarinen, wohl halmyrolytischen Serpentinisierung der Peridotitmassive verknüpft. Als Folgeerscheinung der Hydrolyse von Peridotiten sei Kieselsäure als Gel ins Meer geflossen, wurde entweder direkt gefällt oder bedingte eine optimale Entwicklung der Kieselfauna.

MARIĆ kommt auf Grund seiner im ehemaligen Sandschak Novi Pazar durchgeführten petrographischen Untersuchungen zu der Vorstellung, daß alle SHS-Hornsteine sedimentärer Entstehung seien, entstanden durch Umkristallisation der Kieselskelette von Radiolarien.

Die meisten Bearbeiter lehnen jedoch eine derart einseitige Betrachtungsweise ab, und halten sowohl organische wie anorganische Bildung für möglich (u.a. NOWACK, HIESSLEITNER).

Ihrer Ansicht kann ich nur zustimmen. Neben dem Absatz biogener Kieselgesteine kam es sekundär in der Peripherie von Diabaslagern zu SiO_2-reichen Grenzfelsbildungen.

Die von MARIĆ geäußerte These fußt auf dem Nachweis von Radiolarien in allen von ihm untersuchten kieselhaltigen Gesteinen. NOWACK fand aber in Jaspisgesteinen Mittelalbaniens keine Anzeichen einer Kieselfauna. Auch im SW-Zlatibor sind SiO_2-Organismen in den nichtradiolaritischen Hornsteinen derart selten, daß ihr biogener Ursprung stark in Frage gestellt ist; außerdem steht m.E. die Anwesenheit von Radiolarien einer anorganischen Entstehung der Hauptmasse der Gesteine durchaus nicht im Wege, Kieselschaler waren auch im sekundär silifizierten Muttergestein vereinzelt vorhanden.

Vor allem kann aber bei organogener Genese die enge Verknüpfung mit Diabasen und die Seltenheit gröberer klastischer Elemente der SHS-Sandsteinfraktion in der Diabasnachbarschaft nicht einleuchtend erklärt werden; warum sollte bei exhalativer Abgabe von Kieselsäure an das Meerwasser das optimale SiO_2-Biotop eng auf den Umkreis der Diabaslager lokalisiert sein, ohne daß es bei dem sicherlich einen längeren Zeitraum beanspruchenden Absatz des biogenen Kieselsediments zur Einschwemmung von gröber klastischen Materialien gekommen wäre ?

Über die tatsächliche Natur der Hornsteingenese in der Nähe von Diabaskontakten können vielleicht einige mikropetrographische Befunde unterrichten. In wechselnder Häufigkeit finden sich in den Hornsteinfelsen blaßgrüne, leicht pleochroitische Glimmer. Das Mineral wurde entweder in Lagen oder Schlieren angereichert oder liegt in unregelmäßig geformten, durch staubförmiges Erz getrübten Aggregaten neben reineren farblosen SiO_2-Ausscheidungen (z.T. Chalcedon). Der Glimmer dürfte einen Hinweis auf die Primärnatur der metasomatisch (?) silifizierten Gesteine geben. Es bestehen zwei Möglichkeiten:

1) Der als feine Detritusfraktion vorliegende Glimmer wurde durch seine leichtere Transportfähigkeit in ruhigeren Sedimentationsgebieten angereichert und kam gemeinsam mit seltenen kleinen klastischen Quarzen von etwa gleicher Korngröße zum Absatz.
   In die noch weichen Schlammassen drangen SiO_2-Lösungen ein, oder aber das schon verhärtete Sediment wurde metasomatisch verkieselt.

2) Der Glimmer entstand diagenetisch-metamorph aus tonhaltigen Gesteinen, das Muttergestein der Hornfelse wäre ein Ton- oder Mergelschiefer.
   Für diese Deutung sprechen Übergänge von kieseligen Schiefertonen und Tonschiefern in SiO_2-reichere Gesteine mit abnehmendem Glimmergehalt. Ein Teil der Primärsubstanz der Wirtsgesteine (Kalk ?) wurde metasomatisch durch SiO_2 ersetzt.
   Die stärkere Metamorphose der Ursprungsgesteine (Glimmerbildung) könnte auf thermischer Kontaktwirkung der Diabase beruhen.

Die zweite Deutungsmöglichkeit dürfte aufgrund der wohl metamorphen Natur der Glimmer wahrscheinlicher sein; die Hornfelsgenese müßte also - trotz der Anwesenheit weniger Kieselschaler - im Sinne einer Adinolbildung am Diabaskontakt erklärt werden.

Interessanterweise müßten bei einer derartigen Entstehungsweise die Diabase während ihrer Platznahme bevorzugt in feinklastisch-tonhaltige Sedimente eingedrungen sein, während Sandsteinfazies gemie-

den wurde. Auch wäre eine intrusive Natur der Diabase mit Hornstein-Grenzfelsbildungen wahrscheinlich, da bei submarinen Ergüssen eine Bindung an eine spezifische Sedimentfazies entfallen müßte. Intrusive Diabase drangen aber sicherlich bevorzugt in nachgiebige Sedimente ein, die von den unter Druck intrudierenden Magmen aufgeblättert und aufgepreßt werden konnten.

d. TONSCHIEFER, SCHIEFERTONE UND MERGELTONE

Eng mit den Hornsteinen verknüpft sind Schiefertone, Tonschiefer und Mergeltone. Sie liefern den Hauptteil der Gesteine in der SHS-Mulde von Bjelo Brdo. Die Serie hebt sich durch ihren vorwiegend braunroten bis violetten Farbton deutlich von den angrenzenden Gesteinen ab. Seltener sind graugrüne und gelbliche Verfärbungen des pelitischen Materials.

Gewöhnlich sind die Schiefertone kalkfrei, zuweilen aber karbonathaltig, so zu Mergeltonen und Tonmergeln überleitend. Häufiger ist ein gewisser SiO_2-Gehalt in den Schiefertonen, was sich durch muscheligen Bruch und größere Härte ausprägt. Diese Gesteine bilden den Übergang zu den oben beschriebenen Kieselschiefern und Hornsteinen.

Im Abschnitt 'Sandsteine und Konglomerate' wurde bereits darauf hingewiesen, daß manche SHS-Konglomerate durch einen hohen Gehalt an phyllitischen Tonschiefern gekennzeichnet sind (G 21-22). Als Ursprungsgestein dieser Geröllkomponenten wurden zunächst paläozoische Schichten angesehen. Dünnschliffuntersuchungen zeigten aber, daß auch in der SHS dichte grüne, phyllitische Tonschiefer vorkommen können (G 41).

Sie zeigen unter dem Mikroskop die übliche parallelschiefrige Textur mit abwechselnd langgestreckten Quarzaggregaten und farblosen bis leicht grünlichen Sericiten, die sich in Form und Anordnung den Quarzlagen anpassen. Als dritter Gemengteil tritt weniger häufig ein chloritisches Mineral auf, das die pigmentierende Substanz geliefert haben dürfte.

Neben den Sandsteinen geben die phyllitischen Tonschiefer den Beweis dafür, daß die Sedimente der SHS wenigstens teilweise einer leichten Metamorphose ausgesetzt waren.

Rotfärbung: In der Nachbarschaft ultramafitischer Gesteine weisen die auflagernden Schiefertone zuweilen eine intensive ziegelrote Verfärbung auf. Besonders instruktiv tritt uns diese Erscheinung bei einer Begehung des Höhenweges (Rujiski Put) südwestlich des Bjelo Brdo-Passes, am Hp. 893 entgegen. Dem unbefangenen Beobachter wird dadurch häufig eine offenbar thermische Kontaktwirkung eines 'intrusiven Peridotit-

magmas'vorgetäuscht (sogen. Rotbrennen). Wahrscheinlicher ist es, daß es sich bei diesem Phänomen um sekundäre Lösungsaustauschvorgänge zwischen basischem Gestein und Schieferton handelt.

HIESSLEITNER denkt an junge bis rezente Abwanderung von Eisen aus dem Serpentin. Da aber das oligozäne Erosionsniveau in Depressionszonen heute durchaus noch nicht immer unterschritten ist, ließen sich auch die Oberflächenwässer fossiler Verwitterungsperioden als Mobilisatoren der färbenden Eisenlösungen heranziehen.

ANHANG

5. SCHIEFERHORNSTEINSERIE UND OPHIOLITHE

Da intrusionsmechanisch und wahrscheinlich auch altersmäßig ein größerer Unterschied zwischen den 'älteren' ophiolithischen Gesteinen (Peridotite, Gabbros, Diorite, Amphibolite) und der 'jüngeren' ophiolithischen Serie (Diabase und ihre Tuffe) besteht, muß für allgemeinere Betrachtungen ein Begriff gewählt werden, der die peridotitische Serie mit ihrer gabbroiden und amphibolitischen Hüllfazies schlagwortartig kennzeichnet. Als Samme bezeichnungen werden die Begriffe 'Ultramafit', 'Ultrabasit' und 'Ophiolith' (letzterer im einschränkenden Sinne gebraucht, an sich Grüngestein s.l.) benutzt.

a. DIE VERBANDSVERHÄLTNISSE VON SCHIEFERHORNSTEINSERIE UND ULTRAMAFITEN

Im Abschnitt 'Lagerung der Schieferhornsteinserie' wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Ultramafite des Zlatibor-Westmassivs in weiten Teilen von Sedimenten der SHS überdeckt werden. Unmittelbar über dem Ophiolith finden sich gemeinhin Sandsteine. Ein Transgressionskonglomerat ist nicht entwickelt; feinkonglomeratische Einschaltungen können sich einige Meter oberhalb der Grenze einstellen.

Bedingt durch die bevorzugte Eignung der Grüngesteine zu Gleit- und Schuppungstektonik kann die Grenzfläche SHS/Ultramafit allerdings häufig nicht mehr als Primärkontakt angesehen werden.

Über die Verbandsverhältnisse zwischen SHS und Ultrabasiten sind im wesentlichen zwei Theorien vorgetragen worden:

1) Der Ophiolith steht in keinem ursächlichen Zusammenhang mit der SHS, er ist älter als diese und wurde während der prätriadischen Abtragsperiode und durch tektonische Auf-

stemmung allmählich herausgeschält. Die SHS greift diskordant und transgressiv auf das basische Massiv über. Das eigentliche Verbandsgestein sei Paläozoikum (vgl. AMPFERER u. HAMMER, PAVLOVIĆ, MILOVANOVIĆ, HIESSLEITNER, CISSARZ).

2) Der 'initiale Ophiolithmagmatismus' steht in 'genetischer Beziehung' zur Sedimentfazies. Die Absenkung des Geosynklinaltroges begünstigte ein intrusives Eindringen des 'Serpentinmagmas'. Der Ophiolith ist also gleichalt oder jünger als die SHS (vgl. KOSSMAT, PILGER, v.LEDEBUR, GANSS).

Für beide Theorien fehlen eindeutige Beweise. Weder wurden von den 'Synchronikern' Kontakterscheinungen glaubhaft gemacht, noch von ihren Gegnern aufgearbeitetes älteres Ophiolithmaterial in älteren Formationen oder transgressive Anzeichen nachgewiesen.

MILOVANOVIĆ will allerdings die transgressive Stellung der SHS verschiedentlich am Zlatibor beobachtet haben.

Aufgrund folgender Überlegungen glaube ich, daß die jungpaläozoische Altersdeutung für das Zlatibormassiv höheren Wahrscheinlichkeitsgrad besitzt:

1) Bei rascher Absenkung und Auffüllung eines Geosynklinaltroges scheint ein Transgressionskonglomerat nicht unbedingt erforderlich zu sein.

2) Zwischen Jungpaläozoikum und Ultramafit bestehen nach der Literatur (vgl. oben) sehr enge Lagerungsbeziehungen, die auf eine altersmäßige Verknüpfung beider hinweisen.

3) Die Schieferhornsteinserie findet sich durchweg im Hangenden des Ophiolithmassivs.
Unterlagerungen, wie sie z.B. von KÜCHMEISTER (S.113) im Nachbargebiet bei Prelac beobachtet wurden, hatten eine SW gerichtete Überschiebung zur Ursache.

4) Bereits in höheren Teilen der SHS werden Ophiolithgerölle gefunden. Die Raumnahme eines Peridotitlakkolithen soll aber wegen des hohen spez. Gewichtes der basischen Gesteine in einer Intrusionsteufe von wenigstens 1000 m erfolgen. Eine Aufbereitung des eben injizierten Materials müßte bei derartigen Tiefen aber ganz beträchtliche Massenverschiebungen erfordern.

Zu Punkt 4: Im Arbeitsgebiet von KÜCHMEISTER gelang es uns, in Kalkkonglomeraten der SHS bei Bojanica bis eigroße Einschlüsse eines körnigen Dioritamphibolits nachzuweisen (G 126). Die mikropetrographische Untersuchung der Gerölle machte ihre Zugehörigkeit zu dem bei Bojanica anstehenden Amphibolitvorkommen wahrscheinlich.

AMPFERER/HAMMER und MILOVANOVIĆ berichten ebenfalls von Ophiolithgeröllen (Peridotit + Serpentin) in grobklastischen Ablagerungen der SHS des Zlatiborgebietes.

b. DIE VERBANDSVERHÄLTNISSE VON SCHIEFERHORNSTEINSERIE UND DIABASEN

Im Gegensatz zu der Stellung der Ultramafite ist die enge, intrusive Verknüpfung der Diabasmagmen mit der SHS nie bestritten worden. Die Diabase und ihre Tuffe können zweifelsfrei als echte Initialgesteine der SHS-Geolsynklinale aufgefaßt werden. Ihre große Bedeutung für die SHS erhellt schon daraus, daß sie von einem Teil der Autoren schon terminologisch zu einer vulkanosedimentären Einheit verbunden wurde (HAMMER und SIMIĆ: Diabashornstein-Formation, KATZER: Tuffitjaspis-Schichten etc.).

Je nach der wenig geklärten Alterseinstufung ihres primären Verbandsgesteins wurde auch das Alter der Diabase verschieden gedeutet. Da jedoch im Zlatiborgebiet bereits in Werfener Gesteinen vulkanogene Produkte festgestellt wurden, hat der beginnende Diabasvulkanismus hier wenigstens skythisches Alter. Das Maximum der Magmenförderung aber fällt erst in höhere Teile der SHS, in der sich - in engster Lagerungsbeziehung zu den Diabasen - große Massen von Hornsteinen und Radiolariten einstellen (vgl. Abschnitt 'Kieselgesteine').

Im SW-Zlatibor konnte ich in Sandsteinproben, die wenige Meter über der Grenze Ophiolith/SHS entnommen wurden, bereits vereinzelte Diabasgerölle nachweisen. Auch werden im untersten Teil der auf Ultramafit liegenden SHS-Insel zwischen Rudo und Mioće Lapilliagglomerate gefunden (G 47).

KÜCHMEISTER kartierte noch im Hangenden der mitteltriadischen Bićkalke in den oberen Teilen der SHS verschiedene Diabasvorkommen aus, fand aber in eindeutig als Jura identifizierten Kalken keine Diabasbeteiligung mehr. Dünnschliffbefunde hatten ebenfalls negatives Ergebnis.

Demnach scheint auch für unser Gebiet der Diabasvulkanismus im wesentlichen auf die Trias beschränkt gewesen zu sein.

Über die intrusive oder effusive Raumnahme der Diabasmagmen liegen, wie überhaupt über ihre Lagerungsformen, in der Literatur nur wenige Mitteilungen vor.

Verschiedentlich werden die wenig befriedigenden Ausdrücke 'Diabasstock, Melaphyrstock' gebraucht, wohl in ganz allgemeinem Sinne, ohne Rechenschaft über die spezifische Lagerungsform zu geben.

Die Ungewißheit über die wirklichen Lagerungsbedingungen spiegeln sich auch in den Bezeichnungen 'Diabas- und Melaphyrgang' wider. Gänge, also Zuführungsspalten, dürften in der Literatur weit häufiger genannt als wirklich vorhanden sein.

Als kennzeichnende Intrusionsform für den SW-Zlatibor möchte ich - AMPFERER/HAMMER und GANSS folgend - linsenförmige ungefähr konkordante Diabaslager annehmen. GANSS hat gezeigt, daß man mit diesen Lagern als schichtparallelen 'Leitbänken' Aussagen über den tektonischen Bau der SHS machen kann.

Über Kontaktwirkungen an bosnischen und westserbischen Diabasen liegen kaum Feldbeobachtungen vor. Möglicherweise reduzierte die Viskosität der basischen Magmen die thermische Metamorphose auf ein Minimum. Häufig bewirkte auch die starre Reaktion der massigen Diabase gegenüber tektonischen Einflüssen eine Lösung aus dem Primärverband. Marmorisierung von Kalken am Diabaskontakt konnte von mir nur am Manganbau Jelići nachgewiesen werden (G 34). Über Silifizierungsphänomene in der Nachbarschaft von Diabaslagern wurde bereits oben im Abschnitt 'Kieselgesteine' eingehend berichtet.

Das Vorhandensein von Tuffen im SW-Zlatibor lässt jedenfalls auch für einen Teil der Diabasvorkommen Effusivcharakter vermuten.

Hydrothermale Vorgänge haben zweifellos in der Peripherie von Diabaslagern nachgewirkt. Z.B. beobachtete KÜCHMEISTER in der Nachbarschaft des Diabasvorkommens der Stražbenica rote Kalke mit auffälligen grünen Mineralien als Kluftfüllungen. Die Röntgen- und Dünnschliffanalyse der grünen Substanzen in den von klastischen Gemengteilen und Fossilien freien stark vererzten Kalken ergab Chlorit. Das Mineral liegt in sphärolithischen Aggregaten auf Klüften und Hohlräumen, erscheint aber auch in eckigen Fragmenten im Kalk selbst und dürfte aus hydrothermalen Lösungen abgeschieden sein (G 35-36).

Auskartierung: Kartiergeologisch ist die Abtrennung der Diabase von den feinkörnigen Sandsteinen der SHS nicht immer einfach. Relativ leicht auszuhalten sind nur Diabase mit Mandelsteintexturen, dagegen können dichte, nur im frischen Zustand olivgrüne Diabase, die gewöhnlich als braun verwitternder Blockschutt vorliegen, dem Feldgeologen leicht entgehen, besonders, wenn es sich um geringmächtige, interstratifizierte Lager handelt.

Selbst im Handstück ist eine Entscheidung über die Natur des Gesteins, ob Sediment, ob Eruptiv, nicht immer eindeutig. Als generelles Wesensmerkmal der grünen Sandsteine hat das geringere spez. Gewicht und der Glimmergehalt zu gelten, bei glimmerarmen, tuffhaltigen Sandsteinen bleibt nur der Dünn- oder Anschliffbefund.

c. DIABASTUFFE

Über das Ausmaß der Beteiligung tuffogener Materialien in der SHS herrscht in der Literatur noch keine Einigkeit.

KISPATIĆ weist aufgrund petrographischer Untersuchungen das Vorhandensein von Tuffen für bosnische SHS, MARIĆ die Anwesenheit pyroklastischer Komponenten in Sandsteinen des Stara Raška-Gebietes zurück.

AMPFERER/HAMMER konnten echte primäre Tuffe am Zlatibor nirgends mit Sicherheit nachweisen, ihre im Felde als 'Tuffe' gesammelten Gesteine erwiesen sich durchweg als feinkörnige Sandsteine. Von Kremna-Bioška erwähnen sie sandig-tuffige Schichten mit zahlreichen Lapilli.

GANSS gibt aus der Zlatar Planina ebenfalls nur ein Bomben- und Lapilliagglomerat als Zeugen eines vielleicht lokalen Oberflächenvulkanismus an.

NOPCSA glaubt für Nordalbanien, KATZER für Bosnien an eine reichere Beteiligung tuffitischer Sandsteine.

CIRIĆ hält in neuerer Zeit tuffitische Hornsteinserie für wesentlich häufiger als bisher angenommen.

Für den SW-Zlatibor kann ich der von CIRIĆ geäußerten Vorstellung durchaus zustimmen, da mir eine ganze Reihe von Tuffproben aus diesem Gebiet vorliegen, die im Folgenden beschrieben werden sollen. Eine systematische Behandlung des Themas lohnt solange nicht, wie nicht mikropetrographische Untersuchungen und Geländebegehungen gekoppelt werden können.

1) Bombenagglomerat nordöstlich Mioće (G 46): KÜCHMEISTER beschreibt von Orašac einen Bombenteppich, der isoliert in Sedimenten der SHS aufgeschlossen ist. Die rundlichen Auswurfkörper können einen Durchmesser bis zu 3o cm erreichen.

2) Lapilliagglomerat von Bojanica (G 52): In eine rote, rein tuffogene, erzreiche Grundmasse aus Diabasbröckchen und Einzelkriställchen sind grüne, bis walnußgroße Lapilli eingebettet.
Die Lapilli zeigen eine sehr gleichartige Zusammensetzung aus verhältnismäßig frischen Feldspäten der Oligoklas/Andesin-Reihe in ophitischer Struktur mit femischen Gemengteilen. Letztere sind vollständig chloritisiert bzw. epidotisiert und lassen eine Rekonstruktion der Primärmineralien nicht mehr zu.
Quarz ließ sich sowohl in der Grundmasse wie in den Lapilli nachweisen.

3) Lapillikalk von Bojanica (G 53): In einen roten fossilreichen Kalk sind grüne Diabaslapilli sehr unterschiedlicher Korngröße (maximal bis zur Größe einer Haselnuß) eingestreut.
Die Fragmente zeigen die variable Zusammensetzung porphyrischer und ophitischer, ehemals plagioklasreicher Diabase (Taf.4.Fig.2).
Die Lapilli sind scharfkantig bis gerundet.

4) Lapilliagglomerate von Dolaši (G 5o) und Osoje (G 43): Die grünen Gesteine bauen sich aus einem sehr heterogenen Haufwerk von Tuffpartikelchen mit einem mittleren Durchmesser von 2 mm auf.
Ein Teil der Fragmente zeigt die typische Zusammensetzung rosettenartiger, feinsphärolithischer oder feinstfaserig verfilzter Feldspataggregate, die vermutlich postmagmatisch aus einer ursprünglichen Glasbasis (Sideromelan) auskristallisiert sind (Taf.5.Fig.2). Manche Büschel der langstengeligen, ungemein schmalen Kristalle zeigen eine deutliche Ausrichtung nach den ellipsoidischen oder sphäroidischen äußeren Umrissen der Tuffpartikel (Taf.5.Fig.1).

Andere Lapilli-Fragmente müssen nach ihrer diabasisch-körnigen Struktur wohl als mitgerissene Diabasbröckchen aufgefaßt werden, die gemeinsam mit den Glasteilchen bei der Eruption der basischen Effusiva zerstäubt wurden.

Die melanokraten Gemengteile sind auch hier durchweg chloritisiert, während Calcitisierung im wesentlichen nur die Feldspäte ergreift.

Als Fremdgesteinsmaterial ist dem Agglomerat von Osoje roter Hornstein etwa gleicher Korngröße beigemengt, vermutlich dürfte er bei der Eruption aus dem Hüllgestein aufgearbeitet und mit den Tuffragmenten zum Absatz gekommen sein. Das Agglomerat von Dolaši setzt sich ausschließlich aus scharfkantigen, pyroklastischen Bröckchen zusammen.

5) Tuffsand von Koviljac (G 48): Das in loser Packung geschichtete grüne Gestein baut sich aus Tuffragmenten unterschiedlicher Korngröße (max. bis 2 mm) auf.
Abgesehen von wenigen ehemals glasigen Bröckchen zeigen die Gesteinsschliffe einen Kristalltuff, zusammengesetzt aus einem sehr mannigfaltigem Gemisch von Einzelkriställchen, Kristallrelikten und Diabasbröckchen.

Hauptgemengteil ist Plagioklas, z.T. als plattiger Einsprenglingsfeldspat porphyrischer Diabase vorliegend, z.T. als leistenförmiger Grundmasseplagioklas mit femischen Gemengteilen in doleritischer Struktur kombiniert.
Nach den U-Tisch-Messungen sind die Plagioklase den Mischkristallgliedern Oligoklas/Andesin zuzustellen. Die Feldspäte sind teils frisch, teils wurden sie in Chlorit, Calcit oder Epidot umgewandelt.

An melanokraten Gemengteilen ist neben rhombischen und monoklinen Pyroxenen vor allem grüne, stark pleochroitische Hornblende von Interesse. Pyroxen ist - wie der Plagioklas - auch als plattiger Einsprenglingskristall nachzuweisen.

Quarz als Spätausscheidung ist selten. Erz, vor allem Leukoxen, ist häufig.

6) Unreiner Tuffsand von Brajkovac (G 44): Das ungeschichtete, feinkörnige, olivgrüne Material dürfte ehemals ein Kristalltuff von überwiegender Feldspatzusammensetzung gewesen sein. Größtenteils wurden die Plagioklase pseudomorph durch Calcit-Körner ersetzt, die häufig noch über den ehemaligen Wirts-

kristall hinaus in die Grundmasse weitergewachsen sind.

Primäre dunkle Gemengteile sind nicht mehr vorhanden, offensichtlich wurden sie in Chlorit übergeführt, dessen indigoblaue Interferenzfarben auf penninische Zusammensetzung deuten.
Ilmenitisches, heute in Leukoxen umgewandeltes Erz ist stark verbreitet, ophitisch struierte Diabasbröckchen sind dagegen selten. Fremdgesteinsmaterial ist beigemengt.

7) Tuffführender Sandstein von Bovan (Grenzregion SHS/Tertiär, G 14): Dem mittelkörnigen SHS-Sandstein sind Tuffragmente bis zu etwa 2o % beigesellt.
Die Tuffpartikel stammen aufgrund ihrer abweichenden Strukturen wahrscheinlich nicht von einer aufgearbeiteten älteren Diabasdecke ab, sondern sind abgeschreckte Lavenpartikel mit hoher Keimzahl. Dafür sprechen die schmalen, stengeligen Feldspäte, die einen großen Prozentsatz der Tuffbröckchen aufbauen. (Taf.4.Fig.1).

8) Fossilführender Kalktuffit von Dolaši (Bićvorland, G 51): Das grüne, parallel texturierte, im Liegenden körnige und im Hangenden dichte Gestein zeigt gradierte Tuffragmente in einer an Kieselschalern reichen karbonatischen Grundmasse.
Die bizarr geformten Tuffbröckchen bestehen aus sehr feinkörniger, diabasischer Grundmasse in die Feldspateinsprenglinge eingeschlossen sind. Feldspäte kommen auch als isolierte Einzelmineralien vor.
Die weit fortgeschrittene Calcitisierung und Chloritisierung der Primärkomponenten läßt die ursprüngliche Abgrenzung der Einzelkörner kaum noch erkennen.

9) Fossilführender Kalktuffit von Stupovi (G 56) und Thecosmilienkalktuffit von Bojanica (G 54): Die roten dichten Kalke zeigen Einlagerungen von grünen Tuffpartikelchen, die teils als Einzelminerale oder Kristallrelikte, teils als Plagioklas/Pyroxen-Fragmente mit Diabasstruktur vorliegen. Primärer Quarz lässt sich verschiedentlich nachweisen.

Die Tuffbröckchen bilden auskeilende Tuffschlieren, die durch Setzungserscheinungen verquetscht wurden.

Die Zusammenfassung der Einzelbeobachtungen ergibt, daß - abgesehen von den gröberen Bomben- und Lapilliagglomeraten - die Abtrennung der tuffogenen Gesteine von dichten grünen Diabasen und feinkörnigen SHS-Sandsteinen im Felde außerordentlich schwierig durchzuführen ist.

Die makroskopische Ähnlichkeit zwischen den vulkanogenen und sedimentären Gesteinen macht auch das Tuffproblem zu einer der ungeklärtesten Fragen der balkanischen SHS.

Die Armut an Tuffen hatte man bisher dadurch zu erklären versucht, daß es infolge von Gasarmut der Magmen beim innerdinarischen Diabasvulkanismus nicht zu nennenswerten Tuffschüttungen gekommen sei,

oder daß die effusiven Auswurfprodukte durch rasche Zerstörung und Verschwemmung in den nichteruptiven Sedimenten aufgegangen seien (vgl. NOPCSA).

Nach meinen petrographischen Untersuchungen im SW-Zlatibor sind Tuffe in Sedimenten der SHS aber durchaus keine Seltenheit. Als tuffverdächtig müssen in der an Paralleltexturen armen Sandsteinfazies alle Gesteine angesehen werden, die eine einigermaßen deutliche Schichtung und Gradierung aufweisen. Wenn diese diagnostischen Kriterien versagen, dann können nur systematische Dünnschliffuntersuchungen zu gesicherten Aussagen führen; dichte ungeschichtete Gesteinsproben erwiesen sich nämlich unter dem Mikroskop mehrfach als feinkörnige Tuffe.

In Sandsteinen sind dunkelgrüne Chloritschüppchen von Nadelstich- bis Stecknadelkopfgröße nicht selten als metamorphosierte Tuffragmente anzusehen.

Die Entscheidung, ob es sich bei den pyroklastischen Materialien in den Sandsteinen um Gerölle aus erosiv abgetragenen Diabasdecken oder um effusiv zerstäubte Lavabröckchen handelt, kann mit einiger Sicherheit nur der mikroskopische Befund bringen. Handelt es sich um tuffogene Materialien, dann sind den in normaler ophitischer oder porphyrische Struktur auftretenden Komponenten auch Fragmente beigesellt, die durch ihre abweichenden Strukturen, durch verkümmertes Kristallwachstum und schmalstengelige Kristallaggregate keine hiatale (Grundmasse + Einsprenglinge), sondern eine plötzliche Erstarrung verraten. In den Tuffen des südwestlichen Zlatibor überwiegen jedoch mitgerissene, präeffusiv erkaltete Diabasfragmente von großer struktueller Variationsbreite.

In Tuffiten kann die Entscheidung, ob primär eingelagert, ob aufgearbeitet und verschwemmt, durch den Rundungsgrad der Fragmente getroffen werden. Posteffusiv unmittelbar sedimentiertes Material zeichnet sich durch die Scharfkantigkeit der Konturen aus, größere Tuffteilchen zeigen bizarre Formen, Bomben und große Lapilli sind höchstens kantengerundet, weisen aber noch eine rauhe Oberfläche auf; Kristalltuffe enthalten noch Plagioklase mit kristallographischen Begrenzungsflächen.

In Sandsteinen läßt eine geringe Beimengung von eruptiven Materialien gewöhnlich wohl auf eine gemeinsame Verfrachtung und Schüttung schließen. Vereinzelte Diabasbröckchen wurden fast in jeder der untersuchten Sandsteinproben nachgewiesen; nur, wenn der Prozentsatz an tuffmagmatogenen Komponenten stärker ansteigt, ist ein direkter Absatz

der Fragmente wahrscheinlich.

Tuffpartikel in biogen-chemischem Karbonatzement deuten wohl immer auf einen 'Aschenfall' in unmittelbarer Nachbarschaft. Infolge des Farbkontrastes ist tuffogene Beteiligung in diesen Gesteinen weit leichter festzustellen. Auffällig ist der Reichtum an Fossilien in den tuffitischen Kalken, offenbar besteht hier ein Zusammenhang zwischen Tufferuption und 'Sterberate' der Organismen.

Die Korngröße der Fragmente variiert nach den bisherigen Feststellungen im SW-Zlatibor von feinkörnigen Tuffsanden bis zu Bomben von 30 cm Durchmesser. Aschentuffe wurden nicht nachgewiesen. Die Mächtigkeit der Tuffbänke kann lokal einige dm betragen.

Da gasreiche Magmen gewöhnlich durch hochblasige Glasvarietäten ausgezeichnet sind, läßt die mangelnde Porosität der basischen Glasfragmente am SW-Zlatibor gasarme Tuffmagmen vermuten. Andererseits sind aber Mandelsteinlager im Arbeitsgebiet von KÜCHMEISTER keine Seltenheit, und auch die Anwesenheit von Hornblende in den Tuffen soll für einen hohen Anteil an leicht flüchtigen Komponenten in den zur Eruption gekommenen Magmen sprechen.

Kristalltuffe zeigen in erster Linie die üblichen basaltischen Mineralassoziationen, also vorwiegend Plagioklase in doleritischer oder porphyrischer Kombination mit Pyroxenen. Die auf dem U-Tisch vermessenen Plagioklase weisen einen An-Gehalt von 2o-35 % auf.

Postmagmatisch wurden die Plagioklase überwiegend in Calcit übergeführt. Die karbonatische Korrosion läßt häufig nur noch Randrelikte der Feldspatkristalle bestehen oder der Calcit wächst noch über den ehemaligen Kristall hinaus weiter. Chloritisierung und Epidotisierung wurde seltener an Feldspäten beobachtet.

Chloritisierung ergriff vor allem die primären femischen Mineralien. Primärer Quarz und Hornblende sind häufiger als in den Diabasen. Sie zeigen deutlich die etwas saurere Tuffphase der Diabasmagmen an.

Über subaquatische oder subaerische Effusion der Tuffe läßt sich schwer ein Urteil abgeben. Nach aktualistischen Vergleichen kann eine subaquatische Vulkanaufschüttung durchaus in kurzer Zeit die Meeresoberfläche erreichen, und so mögen auch im SHS-Meer Vulkaninseln bestanden haben, von denen die Tuffschüttung ausging. Der Eruptionsherd der Bomben- und Lapilliagglomerate hat zweifellos in der Nach-

barschaft der heutigen Fundstelle gelegen, muß sich also noch in der SHS-Geosynklinale selbst befunden haben. Höchsten für die feinkörnigen Tuffe käme eine weitere, dann aber subaërische Verfrachtung infrage.

6. ZUSAMMENFASSUNG

In den während der Wende Perm/Trias einsinkenden Geosynklinaltrog der innerdinarischen Hauptzone werden aus den benachbarten Hochgebieten vorwiegend klastische Materialien von flyschartigem Charakter sedimentiert. Die Sedimente überdecken - ohne eindeutige transgressive Anzeichen - ein Massiv von Grüngesteinen, dessen prätriadisches Alter dem Verfasser am wahrscheinlichsten ist. Anzeichen für eine thermische Kontaktwirkung eines in die Schieferhornsteinserie intrudierten 'Serpentinmagmas' fanden sich nicht; intensive Rotfärbung am Grenzkontakt südwestlich Bjelo Brdo hat in der Zirkulation von Eisenlösungen ihre Erklärung.

Erst einige Meter über dem Grenzkontakt stellen sich lokal konglomeratische Lagen ein, doch wurden in ihnen keine Ultramafitgerölle gefunden. Offenbar verhinderte eine rasche Einsenkung des Geosynklinaltroges und eine plötzliche Überflutung (Meereseinbruch) die Aufarbeitung von Materialien aus der ophiolithischen Unterlage. Erst in höheren Partien der SHS treten bei Bojanica in Kalkkonglomeraten Dioritamphibolitgerölle auf, die offenbar dem im Untergrund anstehenden Grenzdioriten entstammen.

Der Grenzkontakt gegen den Ophiolith wurde infolge der tektonischen Mobilität und der großen Gleitfähigkeit des Serpentins gewöhnlich tektonisch überarbeitet. Ihre Erhaltung auf dem basischen Massiv bei Bjelo Brdo verdanken die SHS-Sedimente einer NE-SW gerichteten Einfaltung in die ophiolithische Unterlage.

Die basale SHS-Serie baut sich vorwiegend aus grauwackenähnlichen Gesteinen auf. Der geringe Rundungsgrad der mechanischen Komponenten läßt kurze Transportweiten, die schlechte Klassierung rasche Sedimentation vermuten.

Über das Herkunftsgebiet der Sedimente sind präzise Aussagen schwer zu treffen. Auf Grund der Feldspatarmut permokarboner Grauwacken erscheint die Annahme paläozoischer Hochgebiete als Lieferraum unbefriedigend. Auch fehlt es - jedenfalls bei den heutigen Aufschlußverhält-

nissen - den benachbarten jungpaläozoischen Ablagerungen an Gneis- und Granitaufbrüchen. Komponenten aus myrmekitischen und perthitischen Reaktionsgefügen, die für Granitabkunft sprechen, wurden aber in den SHS-Sandsteinen verschiedentlich nachgewiesen.

Falls die basalen SHS-Sandsteine synchron mit der Werfener Sandsteinfazies sind, muß aufgrund der unterschiedlichen Transportbedingungen und Mineralvergesellschaftung an eine Schüttung aus zwei verschiedenen Liefergebieten geschlossen werden.

Die höheren Teile der SHS sind durch ihre starke fazielle Schwankungsbreite ausgezeichnet. Neben der anhaltenden Sandsteinschüttung stellen sich Schiefertone, Hornsteine und Kalke ein. Für mobilen Meeresboden sprechen Konglomerat- und Breccienhorizonte; die in ihnen auftretenden Diabas- und Schiefertonmaterialien beweisen eine rasche Wiederaufarbeitung von älterer Schieferhornsteinserie.

Hornsteine sind teils biogener Entstehung (Radiolarite), teils finden sie sich als anorganogene Hornfelse in der Nachbarschaft von Diabaslagern, mit denen sie offenbar genetisch eng zusammenhängen. Für die Entstehung dieser Grenzfelse wird metasomatische Verdrängungsmetamorphose aus primären Ton- oder Mergelschiefern durch diabasgebundene Kieselsäurezufuhren im Sinne einer Adinolbildung vermutet. Ob die auffällige Verknüpfung von Diabasen und Hornsteinen im intrusiven Eindringen eines Diabasmagmas in ein nachgiebiges Hüllsediment ihre Erklärung findet, konnte nicht befriedigend gelöst werden.

Ungeklärt bleibt auch, ob die Variationsbreite der SHS-Sedimente auf die Reliefenergie des Meeresbodens zurückgeht. Möglicherweise sind chemisch-biogene Kalksedimente, die sich randlich mit klastischer SHS-Fazies verzahnen (Sutjeska, Arbeitsgebiet KÜCHMEISTER) als Schwellenbildungen aufzufassen.

Diabase und deren Tuffe sind eng mit der sedimentären SHS-Fazies verknüpft. Als Intrusionsform der Diabase werden linsenförmige ± konkordante Lager angesehen. Über intrusive oder effusive Platznahme der Magmen liegen keine Beobachtungen vor. Die Anwesenheit pyroklastischer Auswurfprodukte macht jedenfalls für einen Teil der Diabase Effusivcharakter wahrscheinlich.

Tuffe und Tuffite sind im SW-Zlatibor keine Seltenheit. Die Korngröße der Fragmente variiert von feinkörnigen Tuffsanden bis zu Bomben von 30 cm Durchmesser. Der Eruptionsherd der Tuffe muß, wenigstens für

einen Teil der Schüttungen,im SHS-Trog selbst gelegen haben. Die postkristallin gewöhnlich metamorphosierten Tuffpartikel lassen sich teils als mitgerissene, präeffusiv erstarrte Diabasbröckchen, teils als plötzlich erstarrte Fragmente deuten. Die primäre minerogene Tracht der Tuffe, ihre Umwandlungserscheinungen und diagnostischen Feldkriterien werden ausführlich besprochen.

B. KREIDE

1. MORPHOLOGIE UND LAGERUNG

Die Oberkreideablagerungen von Bjelo Brdo bilden den auslaufenden südlichen Sporn eines etwa 35 km langen Kreidezuges, der von den Ortschaften Rastište und Kremići am Südgehänge der Derventaer Drina in steildinarischer Richtung nach SSE zieht (Mokra Gora/Rzav-Zone von MILOVANOVIĆ).

Morphologisch senken sich die Kreideschichten einerseits von Rastište nach S andererseits vom Bjelo Brdo-Paß nach N von rd. 1000 m Höhenlage zur tief eingeschnittenen Rzav-Schlucht ab. Der Rzav legt etwa 400 m über NN. die ophiolithische Unterlage an einigen Stellen frei.

Ursprünglich bildete die Kreide eine weitaus größere zusammenhängende Sedimentdecke, die mit den westserbischen Vorkommen und einigen Erosionsrelikten bei Višegrad in Verbindung stand. Ihre Erhaltung in der Mokra Gora/Rzav-Zone verdanken die Kreideschichten der beckenartigen Einsenkung in die präkretazische Unterlage (Ultramafit + SHS).

Da der Transgression des Kreidemeeres eine tiefgreifende, festländische Verwitterungs- und Abtragsperiode voranging und die Mokra Gora/Rzav-Zone zudem in den zentralen Verbreitungsraum der einstigen triadisch-liassischen Geosynklinale fällt, dürfte das heutige Erhaltungsgebiet der Zlatibor-Kreide schon präoberkretazisch als Senke vorgezeichnet gewesen sein. Die postkretazische Einfaltung der Kreide formte post hum vorgezeichnete Strukturen nach und trug wesentlich zum Denudationsschutz bei.

Das beherrschende tektonische Element des Zlatibor-Kreidezuges ist somit eine Synkline mit NW-SE streichender Achse. Der Ostrand der Mulde ist gewöhnlich besser erhalten als der westliche Synklinen-Schenkel. Am östlichen Muldenrand liegen die basalen Kreideschichten mit einer

südwestlichen Neigung von 40-50° dem Peridotit des Pleć-Goleš-Crno Brdo-Zuges auf. Seltenes Gegenfallen gegen den Serpentin ist nur lokal durch geringfügige Verstellungen bedingt. Im Südteil nutzte der Prijevorac die Gesteinsgrenze Peridotit/Kreide zur Aushobelung seines Bachbettes. Gegen N nach Überschreiten der Wasserscheide steigen die Basalschichten im Serpentingehänge des Crno Brdo aufwärts (Taf.1.Fig.1).

Reste des unter der Kreide erhaltenen undeutlich geschichteten fossilen Bodenprofils lassen die gleichen Fall- und Streichwerte wie die darüberliegenden Sedimentgesteine erkennen. Dadurch wird eine Schrägstellung der Serpentinzersetzungsschicht gemeinsam mit der Gosau-Formation in nachkretazischer Zeit bewiesen.

Der westliche Muldenschenkel schließt nur Sedimente der höheren Kreide auf. Die liegende Serie ist an der Westgrenze noch nicht erschlossen, da die Kreide - gemeinsam mit dem Neogen - vermutlich an der posttertiären Bruchstufe abbricht (vgl. Profilkarte im Abschnitt V).

Im Arbeitsgebiet liegt eine verhältnismäßig scharfe Einfaltung der Kreide in die Unterlage vor, dagegen sind im nördlichen Teil der Mokra Gora/Rzav-Zone die Sedimente in flachen, dinarisch streichenden Wellen verfaltet.

Im Bereich der Mokra Gora finden sich auch senkrecht zur Hauptstreichrichtung erhebliche Verbiegungen. V. LÓCZY macht für diese Abweichungen eine WSW-ENE gerichtete kreuzende Synklinale verantwortlich und findet damit gleichzeitig die Erklärung für die beträchtliche Ausweitung der Kreidezone in ihrer E-W-Erstreckung (vgl. auch MILOVANOVIĆ).

Die kreuzenden Strukturen prägen offenbar auch noch die Lagerung der Kreidesedimente im Nordteil des Arbeitsgebietes (vgl. Strukturkarte im Abschnitt V). Weiter südlich und an der gesamten Ostgrenze zeigen die Kreideschichten mit großer Regelmäßigkeit NW-SE gerichtete Streichwerte. Für die Synklinenachse, die im südlichen Abschnitt von tertiären Sedimenten verhüllt wird, kann gleiche Richtung angenommen werden. Nach N taucht sie gegen v.LÓCZY's kreuzende Synklinale im Mokra Gora-Raum beträchtlich ab.

Im Übergangsbereich kommt es zunächst im westlichen Muldenschenkel zu allmählich sich verstärkender periklinaler Abbiegung der Streichwerte in ostwestliche Richtung. Gleichzeitig gewinnen - schon außerhalb des Arbeitsgebietes - die Kreideschichten zusehends an ostwestlicher Breite (Taf.1.Fig.1).

2. ALTER UND FOSSILFÜHRUNG

Legt man die Ausführungen von AMPFERER/HAMMER, LÓCZY und MILOVANOVIĆ zugrunde, so läßt sich eine großzügige Teilung der Kreide der Mokra Gora/Rzav-Zone in drei faunistisch wie petrologisch unterschiedliche Einheiten durchführen: a) Basalschichten, b) Glauconienschichten, c) Rudistenkalke.

Über die genaue Alterseinstufung dieser Horizonte, vor allem über die Beteiligung von Unterkreide in der Basisserie herrscht noch keine Klarheit. Nach AMPFERER/HAMMER sind die roten kieseligen Basisschichten insgesamt in die Unterkreide (vielleicht sogar Jura ?) zu stellen.

Im Hangenden der Basalserie wurde Cenoman, Turon, Santon und Campan mittels leitender Ammonoideen nachgewiesen (Glauconienschichten + untere Rudistenkalke). Die oberen Rudistenkalke sollen bereits dem Untermaastricht zugehören. Jedenfalls dürfte es sich bei dem Hauptteil der Kreidesedimente um Äquivalente der alpinen Gosau handeln.

Weiterreichende eigene paläontologische und chronologische Ergebnisse liegen nicht vor. Als besonders fossilreich erweist sich das Glauconienniveau. Neben Glauconien wurden zahlreiche andere Gastropoden wie Turritellen, Naticiden, Nerineen usw. nachgewiesen. Daneben sind Lamellibranchiaten, Crassatellen und Anomien, nicht selten.

Gemäß ihrer spezifischen Häufigkeit gaben sie MILOVANOVIĆ Anlaß zur Ausscheidung von vier Unterstufen. Doch können sich diese Einheiten überschneiden und verzahnen, so daß man ihnen den Charakter von echten Leithorizonten nicht immer zuerkennen darf.

Glauconien und andere Gastropoden durchsetzen in den Kreideablagerungen von Bjelo Brdo ganze Bänke. Auf dem Kreidekammwege nördlich der Paßhöhe lassen sich in kürzester Frist tausende von herausgewitterten Exemplaren auflesen. Ihr paläontologischer Wert jedoch ist problematisch, da die Aragonitschale fortgelöst wurde, und die stark korrodierten Steinkerne eine Typisierung erschweren.

Ebenfalls auf Lösungskorrosion mag der Mangel an bestimmbaren Ammonoideen beruhen, demgegenüber blieben die Calcitschalen der Bivalven gemeinhin erhalten.

Gastropoden und Lamellibranchiaten wurden zu Breccien und Pflastern zusammengeschwemmt; typisch ist dann ein lagenweiser Wechsel von Muschel- und Schneckenschaldecken. Gryphäenschalen (G.vesicularis) weisen Dicken bis zu 15 cm und mehr auf. Aus Gesteinsschliffen ergibt sich Reichtum an Foraminiferen.

3. PETROLOGIE

Von den drei oben genannten Kreidestufen sind im Arbeitsgebiet nur die beiden unteren, Basalschichten und Glauconienschichten, erhalten. Die Rudistenriffkalke bilden erst weiter im N im Zentrum der Bjeli Rzav-Mulde steil herausragende Bergzüge. Die Basisschichten der Kreide sind als östlicher Muldenschenkel im Kartiergebiet längs der Ostgrenze erschlossen. Durch ihre Vegetationsfeindlichkeit und intensive Rotfärbung heben sie sich deutlich von den umgebenden Gesteinen ab.

Die Glauconienschichten bauen die gesamte streichende Kammhöhe zwischen dem Bjelo Brdo-Längstal und der östlichen Erosionsniederung an der Kreide/Peridotit-Grenze auf. Erst dicht unterhalb des Kammes setzen die tertiären Ablagerungen ein, kartiergeologisch häufig kenntlich durch eine Reliefverflachung und durch einen Farbumschlag zu hellerem Gelb (Taf.1.Fig.2). Nur lokal, östlich des Han Omarine blieben die Süßwasserschichten auch auf dem Kamm vor der Erosion verschont.

a. BASALSCHICHTEN

Die Basalschichten setzen sich aus einer reich gegliederten Wechselfolge von bunten Konglomeraten, eisenreichen Quarziten und Hornsteinen, roten Mergeln, kieseligen Tonen, ferner aus sandigen und kalkigen Partien zusammen.

Die Aufeinanderfolge, Beteiligung und Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder ist stärkeren horizontalen wie vertikalen Schwankungen ausgesetzt, so daß die Aufstellung eines Standardprofils Schwierigkeiten macht. Doch kann für das Arbeitsgebiet durchweg folgende summarische Abfolge als charakteristisch gelten (vgl. auch LÓCZY, MILOVANOVIĆ, AMPFERER/HAMMER, sowie Abb.1.S.40):

Hangendes: Kalke, Mergel und Tone der Glauconienschichten in Wechsellagerung

4) Sande und feinkörnige Konglomerate. Lokal mit Pflanzen- und Lignitschmitzen

3) Kalke, Mergel und Tone. Erste fossilführende Lagen

2) Bunte Konglomerate; Bohnerzhorizont

1) Braunrote Hornsteine und Eisenkiesel

Liegendes: Peridotitserpentine

Die auffallendsten Gesteine dieser Serie sind zweifellos die Hornsteine und Bohnerze der Basis, die als Überreste einer langandauernden lateritischen Verwitterungsperiode des Kristallins vor der kretazische Transgression zu deuten sind. Durch tropische bis subtropische Landverwitterung kommt es in der obersten Serpentinzersetzungsschicht neben reichlicher SiO_2-Ausscheidung zur Bildung sekundärer oxydischer und hydratischer Eisenerze (Hornstein/Limonit-Zone eines lateritischen Bodenprofils).

Reste der durch das Kreidemeer auf- und umgearbeiteten Altflächen kommen an der Ostgrenze des Arbeitsgebietes zum Vorschein, dort wo die junge fluviatile Lateralerosion die schützende Kreidedecke entfernte (Taf.1.Fig.1). Charakterisiert wird dieser Komplex durch undeutlich geschichtete Hornsteinmassen.

Die Gesteine sind teils massig dicht, teils löcherig porös; immer sind sie rot gefärbt durch Beimengung von limonitischen Eisenerzen, die auch auf Klüften und Haarrissen eindrangen und die Hornsteine mit einer braunroten Kruste umgeben.

Das Dünnschliffbild zeigt neben Eisenerzen submikroskopisch feinkörnige, ungerundete und häufig zerbrochene Hornsteinpartikel, die in farblose gröbere quarzitische Substanz umgebettet und verkittet wurden.

Eindeutige Transgressionsanzeichen zeigt erst die Zone 2 des oben angegebenen Profils, die sich in schwankender Mächtigkeit, taschenartig bis zu 20 m und mehr anschwellend, längs der gesamten Ostgrenze hinzieht. Das bezeichnendste Element dieses Transgressionshorizontes sind die aus der Limonit/Hornstein-Kruste der Serpentinzersetzungsschicht aufgearbeiteten und angereicherten Bohnerze.

Die flözartigen Metallkonzentrationen können durchaus von ökonomischem Wert sein, wie die Analyse einer Erzprobe aus dem Mittellauf des Prijevorac zeigt (G 61). Die von W. GRAF, Mineralogisches Institut Hamburg, ausgeführte Analyse ergab nämlich einen Gehalt von 54.40 % FeO (= 42.29 % Fe) und 2.76 % Cr_2O_3 (= 1.89 % Cr). Daneben wurden qualitativ Mn und Ni nachgewiesen.

Die Lagerstätte zeigt gewisse Ähnlichkeit mit der oolithischen Trümmererzlagerstätte von Salzgitter, nur überwiegen die Trümmererze im Arbeitsgebiet bei weitem. Linsenartiges An- und Abschwellen der Flöze, wie es diesen Schwemmlagerstättentyp nicht selten auszeichnet, kann auch die in unseren Profilen beobachteten Mächtigkeitsschwankun-

gen erklären und in der Zuschüttung eines unebenen Reliefs seine Erklärung finden.

Die Erze bauen sich aus maximal bohnengroßen, gerundeten bis kantengerundeten Geröllen von dunkelrotbrauner Farbe und häufig glatt polierter Oberfläche auf. Die Auf- und Durchlichtmikroskopie der Erzrollstükke zeigt ihre unterschiedliche Zusammensetzung. Häufig sind brecciöse Komponenten, aufgebaut aus einem heterogenen Haufwerk von Eisenerzen und Hornsteinpartikelchen, die noch im primären Bodenprofil erneut durch Eisenhydrate verkittet wurden.

Andere Gerölle zeigen konzentrische Geltexturen sowie Schrumpfungsphänomene, die durch SiO_2 ausgeheilt wurden. Beide Formen der Ausbildung sind für die in lateritischen Bodenprofilen erfolgenden Lösungswanderungen und Eisenfällungen kennzeichnend.

Nach der erzmikroskopischen Untersuchung handelt es sich größtenteils um limonitische bzw. hämatitische Eisenverbindungen als Neubildungen. Seltener finden sich magnetitische Komponenten als Rückstandsmineralien.

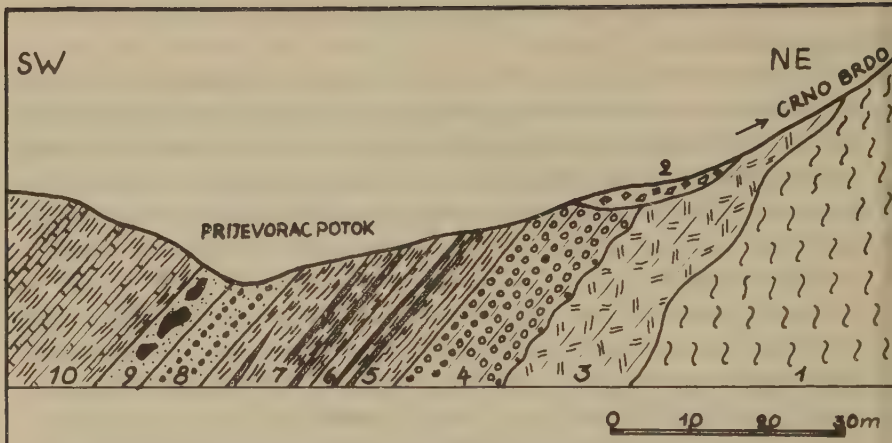
Den Erzrollstücken sind Jaspise und dichte Hornsteine der Zone 1 als wesentliche Gemengteile beigesellt. Auffallend selten ist in den zur Untersuchung gekommenen Handstücken frischer Serpentin. Offenbar verhinderte zur Zeit ihrer Ablagerung noch die schützende Limonit/Hornstein-Kruste den Abtrag von unzersetztem Primärmaterial.

Sehr kennzeichnende Rückstandsprodukte der Peridotitverwitterung sind die Spinelle. Sie erfahren in den Konglomeraten eine beträchtliche Anreicherung. Neben Magnetit und Chromit finden sich auch grüne und braune Spinellvarietäten (Picotit ?).

Als Bindemittel tritt - wie bei den oben besprochenen Hornsteinen der Zone 1 eine gröbere quarzitische Substanz auf, die die anhaltende SiO_2-Zufuhr aus den Serpentinhochgebieten beweist.

Die Zone 3 des kretazischen Basisprofils setzt sich aus Kalken, Mergeln und Tonen zusammen, die in Wechsellagerung miteinander stehen. Diese Serie ähnelt bereits dem höheren Glauconienniveau; die unreinen Kalkbänke zeigen unregelmäßige knollig-wulstige Ausbildung. Fe- und SiO_2-Lösungen werden weiterhin angeliefert und prägen die Gesteine in Farbe ('Eisenschiefer') und Verkieselungsgrad.

Erste Ostreenlagen und Gastropoden sind diesem Komplex eingeschaltet und beweisen den marinen Charakter der Transgression.



1 PYROXENFÜHRENDE PERIDOTITSERPENTINE
2 OPHIOLITHSCHUTT
3 PRÄKRETAZISCHE ALTFLÄCHE, PERIDOTITZERSATZ, HORNSTEINE U.A.
4 BASISKONGLOMERATE, TRÜMMERERZE U.A.
5 EISENSCHÜSSIGE SCHIEFERTONE MIT OSTREENFÜHRENDEN KALKEN UND
6 ROTER SCHIEFERTON, SOG. „EISENSCHIEFER" [MERGELN IM HANGENDEN
7 WECHSELFOLGE VON KALKEN, TONEN UND MERGELN
8 SANDIGE QUARZKONGLOMERATE MIT BRAUNEISENGERÖLLEN
9 QUARZSANDSTEINE MIT PFLANZEN- UND LIGNITSCHMITZEN
10 „GLAUKONIENNIVEAU", KALKE, MERGEL UND TONE IN WECHSELLAGERUN

BASISPROFIL DER MITTLEREN KREIDE
IM OBERLAUF DES PRIJEVORAC

Abb.1

Die Zone 4 der Basisschichten - im unteren Teil noch verschiedentlich in Verbindung mit Kalken - baut sich aus sandigen und feinkonglomeratischen Schüttungen auf. Die Geröllanalyse ergibt einen hohen Prozentsatz an Quarzmaterial bei fehlenden oder recht sporadischen Feldspat- und Glimmeranteilen. Untergeordnet finden sich daneben noch Hornstein- und Brauneisenrollstücke.

Die Komponentenführung läßt auf einen Wechsel des Liefergebietes schließen; möglicherweise hatte das Absatzgebiet bereits einen etwas küstenferneren Charakter, die in der Nähe anstehenden Serpentinvorkommen waren bereits überflutet und lieferten nur noch unbedeutende Mengen der Peridotitzersetzungsschicht.

Von besonderem Interesse in diesen Ablagerungen sind Pflanzen- und Lignitschmitzen, die als allochthone Einschwemmungen angesehen werden müssen, obwohl Oszillationen und Heraushebungen des Meeresbodens in der Gosaukreide Serbiens an sich keine Seltenheit sind.

b. GLAUCONIENSCHICHTEN

Petrologisch baut sich das Glauconienniveau aus einer heterogenen Wechselfolge von Kalken, Mergeln und Tonen auf; mit den verschiedenen Bankfolgen können petrostratigraphische Vergleiche vorgenommen werden.

Die Kalke sind primär dunkel gefärbt und verwittern zu gelblichem Schutt. Stets sind sie durch eine beträchtliche Beimengung von Quarz verunreinigt.

Von paläogeographischem Interesse erscheint ein geringer Gehalt an grüner Substanz, die ich mikroskopisch als Serpentin oder Chlorit angesprochen habe. Ließe sich durch Isolierung und analytische Bearbeitung die Serpentinnatur dieses Minerals nachweisen, so wäre aufgrund der Instabilität von Serpentinschwemmprodukten, die Freilage gewisser ultramafitischer Hochgebiete in nächster Nachbarschaft auch für die höhere Kreide wahrscheinlich gemacht.

Erwähnenswert ist im höheren Glauconienniveau noch die Einlagerung von wenig gerundeten, mutmaßlich frisch aufgearbeiteten, dichten Kalkgeröllen, die einen Durchmesser bis zu 15 cm besitzen können (Taf.3. Fig.2). Sie scheinen tieferen Kreideschichten zu entstammen und spiegeln die anhaltenden unruhigen Sedimentationsverhältnisse der oberen Kreidezeit wider.

Besonders gut sind die lockeren, grobbankigen Kalkkonglomerate an

der großen Straßenkehre von Han Omarino in einem ehemaligen Schottersteinbruch erschlossen. Aufgedeckt liegt hier eine mit 50-60 Grad gegen SW einfallende Schichtfläche mit Emersionsanzeichen, über die die von grauem Mergelkalk umhüllten Kalkgerölle gebreitet sind.

Abgesehen von den Emersionsflächen wird die Flachseenatur des Gosaumeeres auch durch die reichhaltige Gastropodenfauna und durch das Vorkommen oolithischer Kalke (Kreidekammweg südöstl. Bjelo Brdo) belegt.

4. ZUSAMMENFASSUNG

Die Kreidesedimente wurden im Arbeitsgebiet in einer NW-SE streichenden Synkline in die Ophiolithunterlage eingefaltet. Der östliche Muldenschenkel weist regelmäßigen Baustil auf. Die Anlage des westlichen Muldenflügels wird in ihrem Nordteil durch die Auswirkungen einer außerhalb des Arbeitsgebietes kreuzstreichenden Struktur modifiziert.

Im südlichen Abschnitt verschwindet die Synklinenachse unter der tertiären Überdeckung. Das Vorhandensein von Kreide unter dem Tertiär ist mit Sicherheit anzunehmen, gemeinsam mit diesem bricht die Kreide entlang einer posthumen Störungslinie ab.

Die Kreideablagerungen ruhen mit ihrer transgressiven Basis einer präkretazischen Serpentinaltfläche auf; Reste der ehemaligen Limonit/Hornstein-Kruste der Serpentinzersetzungsschicht finden sich einerseits autochthon über dem unzersetzten Serpentin, andererseits aufgearbeitet in einem oft 20 m mächtigen Konglomerathorizont. Die zusammengeschwemmten und angereicherten Eisenerze sind nach den Analysenbefunden stellenweise durchaus abbauwürdig.

Nach kurzfristigem ruhigen Sedimentationsverlauf setzen erneut sandige und konglomeratische Bildungen ein, die aber aufgrund ihrer abweichenden Geröllführung bereits ein anderes Einzugsgebiet gehabt haben müssen (Paläozoikum ?). Lignit und Pflanzenreste werden gefunden.

Auch in den höheren Horizonten blieb die Flachseenatur des Kreidemeeres erhalten. Bewegungen, vielleicht zeitweise Heraushebung des Meeresbodens, können nachgewiesen werden. Ein Peridotithochgebiet lieferte in die basale Serie Kieselsäure, Eisenlösungen und Abschwemmprodukte, auch in die höheren Gosau-Bildungen wurden wahrscheinlich geringe Mengen Serpentin eingeschwemmt.

Höhere Rudistenkalke kamen im Arbeitsgebiet nicht zur Ablagerung oder wurden postkretazisch erosiv entfernt.

C. TERTIÄR

1. MORPHOLOGIE UND LAGERUNG

Die tertiären Ablagerungen des engeren Arbeitsgebietes bilden den Nordteil eines rd. 9 km langen Beckens, das sich von der Ortschaft Strpci/Bjelušine am Uvac in dinarischer Richtung über die Bjelo Brdo-Wasserscheide nach NW erstreckt und bei Budimilija im Rijekatal ausläuft.

Morphologisch fällt das Tertiär von der Paßhöhe dachartig nach beiden Seiten ab. Am Paß noch in einer Seehöhe von rd. 85o m finden sich die tertiären Sedimente in den auslaufenden Beckenzipfeln bis zu einer Höhe von nur 600 resp. 440 m.

Die südliche bzw. nördliche Begrenzung ist durch die tiefergreifende erosive Ausräumung von Uvac bzw. Rijeka gegeben. Eineinhalb km nördlich des Arbeitsgebietes am Han Podvaganj und bei Vardište liegen nach KATZER zwei Erosionsinseln aus Tertiärmaterial, die ehemals mit unseren Vorkommen in Verbindung gestanden haben. Ob ursprünglich eine geschlossene Sedimentdecke auf der Serpentinrumpffläche bis zu den 20 km entfernten Tertiärbecken auf dem Nordzlatibor bestanden hat, ist zweifelhaft.

Die heutige Lagerung der tertiären Sedimente von Bjelo Brdo ist weitgehend durch postmiozäne Bruchtektonik bedingt. Generell zeigen die Schichten eine einseitige Aufrichtung mit einem Einfallen gegen SW. Während die Ostbegrenzung auf der Kreide denudativ bedingt ist, taucht das Tertiär am SW-Rand - mit allerdings verflachenden Fallwerten - unter den Ophiolith/SHS-Komplex ab, scheinbar eine Aufschiebung vortäuschend. Mit besserer Wahrscheinlichkeit handelt es sich um eine Bruchstufe, an der das Ostmassiv relativ gegenüber dem Westmassiv abgesunken ist.

In der Randzone kommt es verschiedentlich zu Aufschleppungen, lokal sogar zu Senkrechtstellungen der neogenen Mergelkalke und zu Aufschuppungen der älteren Serien.

Bei Kreide und Tertiär zeigt also die NE-Flanke regelmäßigen Bau, die SW-Flanke unruhige stark gestörte Lagerung. Querstörungen und Bruchschollenbewegungen von kleinem Ausmaß modifizieren den Bau vor allem im südlichen Beckenschluß im Arbeitsgebiet von KÜCHMEISTER, hier kommt es lokal sogar zu sehr lebhaften Verstellungen, so daß die

Kreide aus dem Tertiär mit beträchtlichen Winkelneigungen hervorspießt. Auch hier ist randliche Aufschleppung beim Einbruch des Bekkens als wahrscheinlichste Erklärung anzunehmen (vgl. auch Abschnitt V mit Struktur- und Profilkarte).

2. ALTER UND FOSSILFÜHRUNG

Da es sich bei den Pflanzenfossilien und Süßwassergastropoden um keine verläßlichen Alterszeugen handelt, schwanken die Altersdeutungen der bosnischen Binnenseeablagerungen von Oligozän bis Pliozän.

ENGELHARDT, der speziell die reichhaltige Tertiärflora des Bjelo Brdo-Beckens bearbeitete und an die 65 Arten aus ihr bekannt machte, spricht sehr vorsichtig von einem 'altertümlichen Charakter' der fossilen Flora.

Nach KATZER kann das 'mittel- bis oberoligozäne Alter der Ablagerungen nicht bestritten werden'.

ANIĆ stufte das Tertiär von Kremna im NE-Zlatibor ins Unteroligozän ein.

Pflanzenreste sind in den tertiären Ablagerungen von Bjelo Brdo durchaus nicht selten. Ergiebige Funde versprechen die Mergelkalke östlich des Han Omarino, doch handelt es sich überwiegend um paläofloristisch minder interessante schilfartige Relikte. An der gleichen Lokalität finden sich helle mit einem dichten Schneckenpflaster übersäte Mergelplatten. Die kleinen turmförmigen Gehäuse dürften den Gattungen Hydrobia und Melanopsis zuzustellen sein.

3. PETROLOGIE

Die tertiären Ablagerungen lassen sich nach ihrer faziellen Ausbildung in drei Abteilungen untergliedern:

Liegendes: Glauconienschichten der Oberkreide

a) Ophiolithreiche Basalkonglomerate
b) Silexgesteine und Mergelschiefer mit Kohleflözen
c) Kalke und Mergel mit Kieselkonkretionen

Die beiden unteren Stufen treten nur im Arbeitsgebiet von KÜCHMEISTER in den Bachlehnen eines rechtsseitigen Zuflusses des Uvac zutage aus (G 68).

Aufgrund seiner großen auch paläogeographischen Bedeutung mußte dieses Profil, das seinerzeit von KATZER erstmalig erwähnt wurde, auch von mir begangen werden.

KÜCHMEISTER hat das Profil erfreulicherweise recht eingehend gewür-

digt, und ich kann mich hier mit einigen petrographischen und morphogenetischen Hinweisen begnügen.

Die Basisschichten sind nach meiner Vorstellung nur deshalb so eng begrenzt, weil sie die unterste Ausfüllung einer während der präoligozänen Verlandung herausgearbeiteten schmalen Erosionsfurche sind. Erst später - bei langsam ansteigendem Wasserspiegel - entwickelte sich hieraus ein embryonales Becken, welches zeitweise versumpfte. In diese Periode fällt der Absatz der Kohleflöze, über die sich die bezeichnenden Süßwasserkalke und Mergel der Zone c in nunmehr regionaler Ausbreitung, doch ohne Transgressionsanzeichen, ausbreiten. Die im eigenen Arbeitsgebiet erscheinenden neogenen Sedimente sind ausschließlich diesem Komplex zuzustellen.

Gestützt wird die hier vorgetragene Ansicht durch folgende Argumente:

1) Das Basisprofil liegt in einer geologisch und morphologisch sehr tiefen Partie am Südrand des Tertiärbeckens und wird nur durch das tiefe V-Tal des Baches erschlossen.

2) Basalkonglomerate von ähnlicher Ausbildung sind im balkanischen Binnenlandtertiär offenbar keine Seltenheit (vgl. KATZER, MILOVANOVIĆ u.a.). Sie werden auch in den tertiären Becken des Nordzlatibor angetroffen; sie liegen dort allerdings unmittelbar dem Peridotit auf und haben regionale Verbreitung.

3) Jaspise und Kohleflöze sind nach Literaturangaben im wesentlichen auf die unteren Teile der Tertiärprofile beschränkt; erst darüber decken sich Süßwasserkalke und Mergel.

a. BASALKONGLOMERATE

Die rd. 10 m mächtige Basisserie baut sich nach den Angaben von KÜCHMEISTER aus 5 verschiedenen Konglomeratbänken auf, die durch sandige bis tonige Zwischenschichten voneinander getrennt werden. Die sedimentologische Bearbeitung der feinkörnigen grünen Partien dieser Trennschichten ergibt, daß auch ein Teil von ihnen aus klastischen Materialien, vor allem aus ophiolithischem Schwemmschutt aufgebaut ist (Serpentinpelite u. Serpentinsande). Ebenso ergibt die Geröllanalyse der Konglomerate als Hauptbestandteil Ophiolithe. Dünnschliffe zeigen, daß das grüne Material ausschließlich aus Peridotit mit weit fortgeschrittener Serpentinisierung besteht. Nur vereinzelt sind noch Pyroxen- und Olivinrelikte sowie Spinelle zu erkennen.

Als Nebengemengteile treten in dem grünen Schwemmschutt Hornstein-

komponenten auf, die den Hornsteinen der lateritischen Serpentinzersetzungsschicht auffallend ähnlich sind. Wahrscheinlich sind sie aus der präkretazischen Limonit/Hornstein-Kruste oder deren kretazischem Aufarbeitungsprodukt herzuleiten.

Ob es auch in der präoligozänen Abtrags- und Verwitterungsperiode zur Ausbildung lateritähnlicher Bodenprofile mit Hornstein/Limonit-Kruste kam ist für den Zlatibor nicht mit Sicherheit festzustellen, wird aber ganz allgemein für den Balkanraum von HIESSLEITNER vermutet.

Bindemittel der grünen Schwemmprodukte ist blaudurchscheinender Chalcedon. Kreidekalke konnten in den Konglomeraten nicht nachgewiesen werden. Dagegen wurden Materialien der SHS verschiedentlich angetroffen.

Als Herkunftsraum der klastischen Sedimente hat ein nahe benachbartes Ultramafit-Hochgebiet zu gelten, in dem verhältnismäßig frisches Serpentinmaterial zur Verfügung stand. Kreideablagerungen standen dem Abtrag nicht oder nur in ihren Basisteilen zur Verfügung, obwohl sie in nächster Nachbarschaft angestanden haben müssen.

b. SILEXGESTEINE

Im oberen Teil des Tertiärprofils von Bjelušine treten wechsellagernd mit Kohleflözen und 'Pappschiefern' beträchtliche Massen von Silexgesteinen auf. Gemäß ihrer großen Härte verraten sie sich im Bachlauf durch die Herausbildung mehrerer meterhoher Kaskaden. Kenntlich sind sie auch durch ihre hellgelblichweiße Farbtönung und die bemerkenswerte Dichte.

Sporadisch finden sich Konkretionen von dunkler Farbe und Feuersteinstruktur eingelagert (vgl. KÜCHMEISTER).

Der Silexgesteinskomplex scheint für bosnisches und serbisches Binnenlandtertiär charakteristisch zu sein und ist in genetischer Hinsicht von Interesse.

LÓCZY macht für die Bildung der 'Hydroquarzite' aufbrechende juvenile Thermalwässer verantwortlich. Ähnlich sprach sich KOSSMAT für die Tätigkeit postvulkanischer Thermen aus.
GANSS läßt während des humiden Tertiärklimas Kieselsäure aus der Schieferhornsteinserie mobilisieren.

Für die Kieselgesteine von Bjelušine möchte ich eher an Serpentinrumpfflächen als SiO_2-Lieferanten denken. Bei humider Verwitterung wird auf ihnen Kieselsäure in reichlicher Menge frei. In die Basalserie hatten sie neben Schwemmschutt auch SiO_2 als Bindesubstanz ge-

liefert. Während die Einschwemmung von klastischen Materialien nachließ, wanderte weiterhin kolloides SiO_2 ein und wurde entweder direkt gefällt oder führte zur metasomatischen Verkieselung von Mergelkalken.

Die röntgenographische Analyse der submikroskopisch feinkörnigen Gesteine ergab neben überwiegendem Gehalt an SiO_2 kaolinähnliche Substanzen, die möglicherweise einer metasomatischen Verkieselung weniger leicht zugänglich sind.

c. KALKE UND MERGEL

Die herrschenden Gesteine des höheren Neogens setzen sich aus einer wenig abwechslungsreichen Serie von Mergeln, Mergelkalken und Kalken zusammen. Die kennzeichnenden hellen, lichtgelben Verwitterungsfarben dieser Gesteine gaben Anlaß zu orographischen Benennungen (z.B. Bjelo Brdo = Weißer Berg).

Die Mergel verwittern oberflächlich gern zu einem gelben, stark wasserstauenden Lehm, der einen fruchtbaren Kulturboden abgibt.

Die Beteiligung von gelben Silexgesteinen nimmt nach oben beträchtlich ab. Plattige Feuersteinbänke, die denen der senonen Schreibkreidefazies nicht unähnlich sind, sowie helle kugelige Kieselkonkretionen wurden jedoch auch in der höheren Folge noch verschiedentlich beobachtet und lassen auf kürzere Entfernung petrostratigraphische Korrelationen zu.

4. ZUSAMMENFASSUNG

In die praeoligozän abgetragene und eingeebnete Serpentin/Kreide-Rumpffläche wurden Erosionsfurchen eingetieft, die durch Abschwemmungsprodukte aus nahe (östlich ?) benachbarten Peridotithochgebieten aufgefüllt wurden.

Die klastischen, grünen Gesteine setzen sich überwiegend aus serpentinisiertem Peridotit zusammen. Beigemengt finden sich Hornsteine, die denen der präkretazischen Serpentinaltflächen sehr ähnlich sind, sowie Materialien der Schieferhornsteinserie.

Die Instabilität des Serpentinmaterials läßt keine weiten Transportstrecken zu. Kreidekalke fehlen in den Konglomeraten als Gerölle, was den weitgehenden Abtrag der Kreidedecke vom Peridotitsockel zur

Oligozänzeit beweist.

Über den Rand der Erosionsfurche hinaus beginnen sich Seebecken auszubreiten, die zunächst noch sumpfig waren und Kohlenflöze zur Ausbildung brachten.

Groß ist die Beteiligung von Silexgesteinen in der basalen Serie. Die Herkunft der Kieselsäure wird, ähnlich wie bei den Hornsteinen der Kreide, als Mobilisation von Verwitterungslösungen in den Serpentinhochgebieten gedeutet. Die Beteiligung von Kieselgesteinen und klastischen Materialien nimmt nach oben hin zusehends ab.

Nach weiterer Vertiefung und Ausbreitung der Seebecken kam es zum Absatz von Süßwasserkalken und feinklastischer Trübe. Aus den Randgebieten werden Pflanzenreste und Kohleschmitzen eingeschwemmt.

Posttertiär wurde das Neogen entlang einer dinarisch gerichteten Bruchstufe einseitig schräggestellt. Am Westrand kommt es zu Aufschleppungen der Süßwasserkalke und zu Aufschuppungen des Ophiolith/SHS-Komplexes über das Tertiär.

D. QUARTÄR

Die postmiozäne Enbloc-Hebung brachte die tertiären Süßwasserbekken zur Verlandung. Hand in Hand mit der Herauswölbung begann sich das jugendliche hydrographische Netz einzuschneiden und schuf die heutige Mittelgebirgsorographie im Zlatiborbereich.

Terassierte Schotterablagerungen des Diluviums fehlen im engeren Arbeitsgebiet anscheinend gänzlich, und auch alluviale Anschwemmungsprodukte der Flüsse und Bäche sind kaum bemerkenswert.

Infolge ihrer Vegetationsfeindlichkeit sind naturgemäß peridotitische Gesteine der physikalischen Verwitterung und aquatischen Abspülung besonders leicht zugänglich. Der Ultramafitsockel wurde dann auch größtenteils von fossilen Altflächen, jüngeren Sedimenten und Schotterbildungen blankgefegt, und seine heutigen orographischen Formen zeigen sich als glatte schuttfreie Hänge und Rundhöcker (Taf.2.Fig.1).

Da im heutigen Klimabereich eine Bodenbildung auf ihnen kaum in Frage kommt, sind sie agrikulturisch nicht von Wert. Sofern sie nicht von einem schütteren Pinuswald geringer Bonität bestanden sind, lassen sie nur einen kaum fußhohen Grasbewuchs zu, der während des Sommers durch Alm- und Sennwirtschaft genutzt werden kann.

Durch ihren Gehalt an Kalknatronfeldspäten sind die gabbroiden Gesteine schon etwas fruchtbarer und einer Forstkultur - ganz lokal auch einer Felderwirtschaft - schon eher zugänglich (Taf.2.Fig.2). Sehr bezeichnend ist für sie eine auf Viehverbiß zurückzuführende Eichengestrüppvegetation, die auf Peridotitserpentinen nicht auftritt, dagegen sind die gerundeten Landschaftsformen nahezu identisch.

Von Interesse ist, daß die uralitischen Sausseritgabbros der Varda Rešića und von Siróva Gora einen ausnahmsweise dichten, urwaldähnlichen Baumbestand aufweisen.

Die Schieferhornsteinserie läßt vegetationsgeologisch kaum eine Abtrennung von den Amphibolitgabbros zu (vgl. Taf.2.Fig.2), höchstens, daß ihr Pflanzenbewuchs etwas dichter ist. Landwirtschaftlich werden auch ihre Böden im engeren Arbeitsgebiet nicht genutzt.

Erheblich wertvoller sind schon die Kalkböden der Kreidelandschaft, abgesehen von einigen lokal eng begrenzten Verkarstungen, sind sie von Weiden und Laubwäldern dicht bestanden (Taf.3.Fig.1).

Das eigentliche Kulturland aber liefern die neogenen Mergel und Mergelkalke. Ihre sanftgeformten Hänge gestatten Getreide-, Weide- und Obstwirtschaft bis zu Höhen von 850 m über NN (Taf.1.Fig.2).

IV. GEOLOGIE UND PETROLOGIE DER ULTRAMAFITISCHEN GESTEINE

A. LAGERUNG

Mit Ausnahme der wenigen noch im Crno Brdo-Goleš-Pleć-Zug der Ostrelj Planina gestreiften peridotitischen Gesteine gehört bereits der gesamte hier behandelte ophiolithische Komplex der Peripherie des gewaltigen Zlatibor-Lakkolithen an. Die Grenze zwischen dem eigentlichen Massiv und seinem Rahmenelement wird im östlichen Arbeitsgebiet durch die langgestreckte Einbruchszone von Uvac-Strpci-Bjelo Brdo-Vardište gezogen, deren jüngere Sedimentfüllung Thema der vorhergehenden Abschnitte war.

Der östlich angrenzende, sehr geschlossene und einheitliche Zlatibor baut sich ganz überwiegend aus peridotitischen Gesteinen auf (PAVLOVIĆ). Sein südwestliches Rahmensegment zeigt neben Peridotiten und Serpentinen zu etwa gleichen Teilen gabbroide und amphibolitische Gesteine, die in engstem Lagerungsverband zueinander stehen.

Die dinarisch gerichtete Einbruchszone ist also nicht nur eine der üblichen das Massiv zerteilenden Querstörungen, sondern zeichnet eine schon im Massiv selbst angelegte, sehr prägnante Gesteinsgrenze nach.

Nach SW zu taucht das basische Massiv unter die sedimentären Deckschichten ab. Generell gesehen folgt zwar der Lim der Gesteinsgrenze zwischen Kristallin und Schieferhornsteinserie, doch greift das Massiv noch mit zahlreichen Ausläufern über den Fluß hinüber und beweist, daß das Randmassiv nur mit geringer Neigung in größere Teufen absinkt.

Der für eine Altersdeutung der Ultramafite besonders interessierende Kontakt gegen das Paläozoikum (Permokarbon + auflagernde Werfener Schichten) ist leider infolge der SHS-Bedeckung nicht zugänglich. Vermutlich findet aber das Massiv in südwestlicher Richtung bereits nach kürzester Erstreckung sein primäres Ende. Diese Annahme wird gestützt durch das Fehlen von Diabasen in der SHS zwischen Sutjeska/Tmor und dem Lim bei Rudo.

Nach PAVLOVIĆ, HIESSLEITNER u.a. sollen nämlich die Diabase einerseits im Randgebiet andererseits im Zentrum des Peridotitlakkolithen an den Punkten schwächsten Widerstandes auftreten.

Die Grenzen des Lakkolithen unter der Sedimentbedeckung seien an Hand der Diabasverbreitung nachzuweisen.

Nach SE zu streicht aber das Massiv in Richtung der ehemaligen SHS-Geosynklinale mit Wahrscheinlichkeit weiter und könnte noch mit dem basischen Massiv von Brodarevo in rd. 45 km Entfernung in Verbindung stehen. Der auflagernden SHS im südlichen Kartiergebiet von KÜCHMEISTER sind demzufolge auch wieder Diabaslager eingeschaltet.

Zweifellos sind hier Diabase sogar weitaus häufiger als die Gesteinskarte angibt, denn verschiedene im Gelände nicht zu identifizierende Gesteinsproben (G 145-147,150,153-155) erwiesen sich als dichte grüne Diabase.
Auch südlich des Arbeitsgebietes, an der Straße Ustibar-Plevlja, wurden noch verschiedene Diabasvorkommen beobachtet (G 158-159).

Nördlich des Lim, wo der Ultramafit ohne Frage die direkte Unterlage der SHS bildet, wird die Diabasbeteiligung noch größer; vor allem sind hier die mächtigen Lager des Kutlovac und Ravno Brdo in die Sedimentfolge eingeschaltet.

Über die Tiefe der Einsenkung der SHS in den Ophiolithkomplex sind jedoch nur wenige Anhaltspunkte gegeben:

a) Südostgrenze: Durch Lateralerosion des Lim werden in rd. 400 m Höhenlage in der Mokronoge (Bićvorland) zwei allivalitische Kerne freigelegt (G 92-93).

   Im Unterlauf des Uvac (nördlich der Eisenbahnstation) sind - ebenfalls in 400 m Seehöhe - Gabbros mit unterlagernden Serpentinen erschlossen (G 83).

b) Ostgrenze: Entlang der Grenze SHS/Tertiär finden sich verschiedene Aufbrüche von Gabbros und Serpentinen in Höhenlagen von 600-700 m (G 79,82,105,106).
   Von diesen verdanken die Vorkommen nördlich und südlich des Zubač der erosiven Ausräumung des Flusses ihr Zutagetreten.

c) Zentrum: Im Zentrum der SHS-Zone werden nördlich des Ravno Brdo (G 100), bei Krstać (G 80-81) und am Goli Brijeg (G 101) vier weitere, allerdings sehr kleine Ophiolithvorkommen rd. 750 bis 950 m über NN freigelegt.
   Bei diesen Vorkommen könnte allerdings auch an abgehobelte tektonische Schubfetzen und sekundäre Einlagerung in die SHS gedacht werden. Doch wurde intensive randliche Durchschieferung, wie sie für ophiolithische 'Späne' charakteristisch ist, von KÜCHMEISTER nicht beobachtet.

d) Westgrenze: Die Grenze Ophiolith/SHS steigt von rd. 900 m Seehöhe bei Suho Rasće im N, auf 800 m westlich des Goli Brijeg bis auf 400 m am Lim bei Mioće herab.

Diese Aufstellung macht deutlich, daß die Ophiolithunterlage nördlich des Lim eine beträchtliche Neigungstendenz nach S besitzt. Während nördlich des Zubač die SHS teils vollständig erodiert wurde, teils nur noch als geringmächtiger Schleier den Ultramafiten aufruht

(Taf.2.Fig.2), bedingt zwischen Lim und Zubač das Abtauchen des Ultramafitkörpers die Erhaltung einer wesentlich mächtigeren, zusammenhängenden SHS-Decke.

Durch die zusätzliche querdinarische Verfaltung des Ophiolith/SHS-Komplexes wird der ganze Bauplan beträchtlich modifiziert, trotzdem muß - nach obiger Aufstellung - im südwestlichen Zubač-Gebiet auch eine Ostneigung der Ophiolithunterlage gegen die Störungslinie Uvac-Strpci-Bjelo Brdo in Betracht gezogen werden (vgl. auch das Achsentauchen der SHS-Mulde bei Bjelo Brdo, Strukturkarte)

Belege hierfür bieten sich auch in dem Granatamphibolitstreifen zwischen den uralitischen Saussuritgabbros des Širóva Gora-Komplexes und den Peridotiten der Varda Rešića; die bankigen geschieferten Gesteine fallen mit Winkelneigungen von 40-50° nach SE ein (vgl. PAVLOVIĆ).

Berücksichtigen wir die im Abschnitt 'Kreide' behandelte Lagerung der unter der Kreide erscheinenden Peridotitaltflächen des Ostmassivs mit einem Einfallen des ehemaligen Bodenprofils von 40-60° nach SW, so kommen wir zu der Vorstellung, daß im SW-Zlatibor Ost- und Westmassiv entweder gegeneinander gekippt oder aber in ± dinarischer Richtung eingemuldet sind.

Möglicherweise zeichnet also die Kreide, als nur mehr oder weniger inkompetente Schichtfolge, eine Einmuldung der Ultramafite selbst nach.

B. VERBANDSVERHÄLTNISSE ZWISCHEN PERIDOTITEN, GABBROS UND AMPHIBOLITEN

Das Auftreten amphibolitischer Gesteine ist eine weit verbreitete Erscheinung in den Randgebieten balkanischer Peridotitmassive. Von vielen Autoren (MILOVANOVIĆ, HIESSLEITNER u.a.) wird angenommen, daß die Amphibolite den Peridotit nicht nur als Gürtelsaum umrahmen, sondern ehemals den gesamten Lakkolithen mit einer im Vergleich zur Peridotitmächtigkeit wenig umfangreichen Hülle umgaben ('Amphibolithemd HIESSLEITNER's).

Im Zuge der jungen epirogenetischen Herauswölbung der Dinariden, gewöhnlich aber schon vor Ablagerung der SHS, sei es zu der erosiven Entfernung der auflagernden ophiolithischen Hüllserie gekommen, während sie im Liegenden der Lakkolithen und in ihrer abtauchenden Rand-

zone noch überall vorhanden sei.

Im Zlatibormassiv ist die Liegendgrenze an keiner Lokalität erschlossen; im Liegenden des benachbarten Ibar-Peridotit aber konnten AMPFERER und HAMMER in verschiedenen Profilen tatsächlich die Unterlagerung von amphibolitischen Gesteinen beobachten.

Verhältnismäßig einleuchtend kann man einen umfassenden Amphibolitmantel nur dann erklären, wenn man, wie AMPFERER und HAMMER, die Schieferhülle als kontaktmetamorphes Produkt eines intrusiven Peridotitmagmas ansieht. Dieser Ansicht stehen aber zahlreiche Feldbefunde entgegen.

Wenig befriedigend ist auch die Deutung der amphibolitischen Hüllserie als orogenetisches Schieferungsprodukt des Lakkolithen selbst. Da ohne beträchtliche Lösungswanderungen eine Umwandlung aus Peridotiten nicht erfolgen kann, ist man zur Annahme einer primär gabbroiden Hüllserie gezwungen, tatsächlich ist auch lokal (recht ausgeprägt im SW-Zlatibor !) ein Gabbro- und Dioritmantel entwickelt.

Daß aber jüngere Intrusiva - nach der vorherrschenden Meinung werden die gabbroiden Gesteine des Balkans als jüngere Differenziate eines 'Ophiolithmagmas' aufgefaßt - den noch tief versenkten Peridotitlakkolithen mit einer dünnen Schicht recht gleichbleibender Mächtigkeit vollständig überkleidet haben sollen, erscheint rein vorstellungsmäßig recht problematisch, wohl aber könnten gabbroide Intrusionen auf Bewegungsbahnen in seiner Randzone aufgedrungen sein, den Peridotitkomplex randlich eingehüllt haben und sekundär in metamorphe Schiefer umgewandelt sein.

Die Entstehungsfragen von gabbroiden und amphibolitischen Hüllgesteinen werden später noch eingehender diskutiert werden, hier interessieren vorerst nur die Lagerungsbeziehungen der ophiolithischen Gesteine und ihre Aufeinanderfolge im SW-Zlatibor.

1. PERIDOTITE UND DIORITAMPHIBOLITE

Aus dem Abschnitt 'Lagerung' ergab sich, daß das nach SE allmählich abtauchende und weiterstreichende südwestliche Zlatibormassiv quer dazu - mit Annäherung an das Paläozoikum - sein primäres Ende findet. In dieser Randzone mußten die Bedingungen für eine Erhaltung der amphibolitischen Hüllserie besonders günstig sein.

Demzufolge treffen wir einerseits bei Rudo (G 115-117), andererseits im südwestlichen Lim/Ustibar-Zwickel bei Bojanica (G 122-124)

auf größere Komplexe amphibolitischer Gesteine, die jeweils einem stärker serpentinisierten Peridotit in flacher Lagerung aufruhen. An beiden Fundpunkten handelt es sich um körnige, im Liegenden stärker schiefrige Gesteine vom Charakter eines Dioritamphibolits.

Die Mächtigkeit der Amphibolite braucht - trotz ihres räumlich grossen Ausstrichs - gemäß der flachen Neigung der unterliegenden Peridotit-serpentine- keineswegs groß zu sein.

HIESSLEITNER schreibt, daß die in der Regel gleichbleibende Mächtigkeit der amphibolitischen Hüllserie an Balkanperidotiten gemeinhin 10 bis 40 m beträgt, aber auch bis auf mehrere 100 m anwachsen kann. Stockartiges Anschwellen hält der Autor für selten.

Auf dem linksseitigen Limufer bei Staro Rudo wurden unter der SHS zwei weitere kleine Amphibolitvorkommen durch den Lim aufgedeckt, sie gleichen petrographisch durchaus den Gesteinen von Rudo. Außerdem wurden südöstlich von Rudo beiderseits des Lim noch verschiedentlich Dioritamphibolite nachgewiesen, die aber auf der Gesteinskarte nicht näher ausgeschieden und abgetrennt wurden (G 119-121).

2. PERIDOTITE UND GABBROS

Ähnlich wie die Dioritamphibolite liegen auch die Gabbros - häufig mit zwischengeschalteter stärkerer Serpentinisierungszone - dem Peridotit als Hüllserie auf.

Ein guter Beweis bietet sich nördlich des Zubač an der Lim/Rzav-Wasserscheide in meinem spezielleren Arbeitsgebiet. Taf.2. Fig.2. demonstriert, wie unter dem Amphibolitgabbro stark serpentinisierte Peridotite erscheinen. Die Erosionswirkung des Zubač trug zweifellos zur Aufdeckung des Serpentinstreifens nördlich des Baches bei; außerdem mag die bereits früher erwähnte querdinarische Sattelwölbung des Ophiolith/SHS-Komplexes im Zubač-Gebiet bei dem Zutagetreten dieses Streifens mitgewirkt haben. Die entsprechend anschließende Einmuldung bedingt dann die Erhaltung des Gabbros westlich der Bjelo Brdo-Paßhöhe (vgl. Strukturkarte).

Das kleine, im Unterlauf des Uvac nördlich der Eisenbahnstation unter der SHS auftauchende Ophiolithvorkommen zeigt die Abfolge Peridotit-serpentin mit auflagerndem Gabbrogestein ebenfalls mit aller Deutlichkeit.

Weiterhin ist in den saussuritischen Uralitgabbros von Siróva Gora die obige Abfolge zu beobachten, mit dem Unterschied, daß sich hier an

der Basis der Gabbros unmittelbar über dem Peridotit pyroxenführende Granatamphibolite einstellen können. Der Siróva Gora-Komplex dürfte - wie bereits im vorhergehenden Abschnitt eingehender diskutiert - ebenso wie die gesamte ophiolithische SHS-Unterlage nordwestlich des Uvac ein Einfallen nach SE besitzen. Aus einer generellen südöstlichen Neigung des Peridotit/Gabbro-Komplexes ergibt sich zwanglos, daß zunächst am SHS/Ophiolith-Kontakt Gabbros erscheinen, die von granathaltigen Pyroxenamphiboliten unterteuft und ihrerseits von Peridotiten unterlagert werden, welche in breiterer Erstreckung an der Varda Rešića erschlossen sind.

Die Ausbuchtung des Gabbrovorkommens nach SW ist möglicherweise wieder als querdinarische Einsenkung der Gesteine in den Peridotit zu deuten, der in streichender Verlängerung auch die SHS-Insel von Cikota ihre Erhaltung verdankt.

Der südöstlich dieser Zone anschließende Peridotit der Ravna Kosa läßt dagegen eine streichende Aufwölbung oder aber wegen ihrer morphologischen Tieflage eine erosive Entfernung der Gabbros vermuten. Nur die Granatamphibolite sind hier in direkter Überlagerung des Peridotitserpentins an zwei oder drei Lokalitäten noch erhalten, einmal zwischen den Ravna Kosa-Peridotiten und der SHS bei Oskoruša (G 1o9-111), zum anderen südwestlich davon bei Cikota (G 112-113).

Die geologischen Verhältnisse in der großen Limschlinge von Vidkovac und Cikota bedürfen noch einer Neubegehung unter petrographischen Gesichtspunkten. KÜCHMEISTER entschloß sich - unter Angabe der lithologisch heterogenen Natur dieser Serie - den Bezirk vorerst summarisch als 'Serpentin' im allgemeinen ophiolithischen Sinne, abzutrennen. Frische Peridotite, Dioritamphibolite und granatführende Pyroxenamphibolite sind aber keine Seltenheiten in den allerdings vorherrschenden Peridotitserpentinen.

An der SW-Grenze der Peridotite des Varda Rešića-Massivs wird bei Prebidoli eine scheinbare Auflagerung der Peridotite auf Amphiboliten beobachtet, auf die zuerst MILOVANOVIĆ aufmerksam machte.

Zweifellos handelt es sich bei dieser Grenze nur um einen tektonischen Kontakt. Längs einer breiten Serpentin-Mylonitzzone wurden die Peridotite auf die Amphibolite aufgeschoben.

Aus den bisherigen Ausführungen läßt sich generell folgende profilmässige Abfolge der verschiedenen ophiolithischen Glieder, ausgehend vom Innern des Peridotit-Komplexes, für den SW-Zlatibor ablesen, (vgl. auch

PAVLOVIĆ für den Gesamtzlatibor) :

1) Frischer, massiger Peridotit, mäßig serpentinisiert.

2) Peridotit-Serpentinzone, teils verschiefert, auch fehlend.

3) a. dioritische Amphibolite,

b. Gabbros und Gabbroderivate,

c. Granatamphibolite.

Ergänzend läßt sich hier eine Angabe von PAVLOVIĆ verwerten, der in Amphibolitprofilen eine Aufeinanderfolge von körnigen Gesteinen im Liegenden (körnige Amphibolite) und verschieferten Gesteinen im Hangenden beobachtete.

Die stärkere tektonisch-kataklastische Beanspruchung im Kontakt zum Hüllgestein ist für eine geologisch-tektonische Deutung der Ophiolithkomplexe von Wichtigkeit.

Mit den Beobachtungen von PAVLOVIĆ stimmt die von HIESSLEITNER vorgetragene Ansicht überein, wonach eine zwischen Peridotit und Grenzamphibolit eingeschaltete verschieferte Serpentinzone dann fehlen kann, wenn ein sehr ausgeprägter Amphibolitgürtel vorhanden ist.

Offensichtlich fängt also die peridotitische Randfazies als Puffer die mechanisch dislozierenden Beanspruchungen, denen das Gesamtmassiv ausgesetzt war, ab.

Nach obigem Profil sind die drei Ophiolithvarietäten der Zone 3 im Lagerungsverband zum Peridotit auf gleiche Stufe zu stellen. Sie liegen unter gelegentlichen Abweichungen (Granatamphibolit unter uraltischem Saussuritgabbro) direkt dem Peridotitserpentin auf, sind also gewissermaßen als fazielle Verzahnungen einer den Peridotit überdeckten Serie aufzufassen. Sie müssen sämtlichen Metamorphosevorgängen, denen der Ophiolithkomplex von seiten einer Tiefenversenkung ausgesetzt war, gleichermaßen unterlegen haben. Die enge Lagerungsverwandtschaft scheidet unterschiedliche zonale Transformationen im Sinne GRUBENMANN's aus.

Daß nicht nur verbandsmäßig, sondern auch petrographisch, nach Art eines Paramorphismus, manche verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen den Ophiolithgliedern der Zone 3 bestehen, daß Unterschiede durch integrierendes Erscheinen oder Ausfall von Mineralien entstehen, soll der nachfolgende petrographische Abschnitt erweisen.

Auskartierung: Die generelle Verteilung der verschiedenen ultramafitischen Gesteinstypen ist aus der Gesteinskarte ersichtlich. Da es in Grenzgebieten Übergangs- und Mischzonen gibt, kann - auch bei genauer Kenntnis der diagnostischen Feldkriterien dieser Gesteine - eine kar-

tiergeologische Abtrennung nicht bis in alle Feinheiten durchgeführt werden, (vgl. HIESSLEITNER's magmatische Verschweißungszonen von Peridotitserpentinen und Grenzamphiboliten).

Die von KÜCHMEISTER versuchte Abtrennung von Serpentin und Peridotit wurde in beiliegender Gesteinskarte unberücksichtigt gelassen.

Ohne ein umfangreiches Schliffmaterial sind Angaben über den Serpentinisierungsgrad von Peridotiten kaum zu treffen, in Lesesteinen wird häufig nur durch randliche Überschieferung und Harnischbildung eine Serpentinnatur vorgetäuscht.
Die fließenden Übergänge zwischen Muttergestein und Metamorphoseprodukt machen oft schon im gleichen Handstück eine entscheidende Aussage unmöglich.

C. PETROGRAPHIE

1. PERIDOTITE UND OPHICALCITE

a. PERIDOTITE

Da die Zlatibor-Peridotite bereits von HAMMER und PAVLOVIĆ eingehend bearbeitet wurden, und überdies gegenüber anderen balkanischen und kleinasiatischen Ultramafiten kaum Besonderheiten bestehen, sei hier nur eine kurze petrographische Darstellung der Peridotite westlich der Einbruchszone von Strpci-Bjelo Brdo gegeben. Über die hier anstehenden Peridotite fanden sich in der Zlatibor-Literatur keine näheren petrographischen Angaben.

Die Peridotite sind in frischem Aufbruch olivgrün bis schwarzgrün gefärbt und überziehen sich bei Verwitterung mit einer rostbraunen Rubifizierungskruste. Immer sind sie gekennzeichnet durch ihr beträchtliches spezifisches Gewicht, das erst bei stärkerer Serpentinisierung merklich abnimmt.

Von den wesentlichen Gemengteilen treten die Pyroxene durch ihren metallischen Mattglanz schon megakospisch deutlich hervor, bei Verwitterung bedingt ihre geringere Angreifbarkeit ein knopfartiges Heraustreten der Kristalle.

Zusammengesetzt sind die Peridotite aus Olivin, Pyroxen, ihrem Metamorphoseprodukt Serpentin, Spinell, seltener - in Abhängigkeit vom Serpentinisierungsgrad der Gesteine - Chlorit und Hornblende.

Nach meinen Beobachtungen scheint,allerdings wenig ausgeprägt,die

übliche Ausscheidungsfolge Olivin - rhombischer Pyroxen - monokliner Pyroxen immer gewahrt zu bleiben. Olivine, Pyroxene, auch die Spinelle liegen niemals als idiomorphe Kristalle vor.

Olivin : Olivin ist quantitativ immer häufiger als Pyroxen. Die Korngröße der gewöhnlich rundlichen Kristalle ist durchweg geringer als die der Pyroxene. Nur in dunitischen Varietäten scheint es zuweilen zu etwas größerer Kristallausbildung gekommen zu sein.

Undulöse Auslöschung der Olivinkörner ist auch in mechanisch unversehrtem Gefüge häufig, ein Phänomen, das HIESSLEITNER durch magmatische Abkühlungsspannungen erklären möchte.

Pyroxen : Die Verteilung der Pyroxene in den Pflastergefügen ist recht unregelmäßig; nicht selten kommt es zur Ausbildung pyroxenitischer Schlieren.

Rhombischer Pyroxen ist durchweg häufiger als monokliner. Der rhombische Pyroxen ist - gemäß seinen optischen Daten - den an FeO armen Gliedern der Orthopyroxenreihe Enstatit bis Bronzit zuzustellen, während der monokline in die Diopsidreihe (Auslöschungsschiefe Z gegen c bei 38°) einzustufen ist.

Von Interesse ist die feinlamellare Verwachsung von monoklinem und rhombischem Pyroxen in bis zu 10 mm großen 'Verwachsungspyroxenen'. Zuweilen sind diese Pyroxenplatten von einem Kranz kleinerer Körner mit einheitlichem rhombischem, seltener auch diopsidischem Charakter umgeben.
In der Grenzregion läßt sich dann mitunter der Übergang einer rhombischen Lamelle in ein homogenes Orthopyroxenkorn und umgekehrt eine monokline Lamelle bis in eine diopsidische Platte verfolgen.

Ob es sich bei diesen lamellierten Pyroxenen um Druck/Temperatur abhängige Entmischungen eines ehemals homogenen Kristalls oder überhaupt um eine kristalloblastische Neubildung handelt, ist schwer zu entscheiden; da sie aber sowohl Olivine wie auch rhombische Pyroxene als Einschlüsse enthalten, erfolgte ihre Bildung auf jeden Fall später als die Olivin/Enstatit- Ausscheidung.
Unter diesen Umständen könnte man diese Pyroxene wohl auch als normales Zwischenglied in der Ausscheidungsreihe, Olivin - rhomb. Pyroxen - monokl. Pyroxen, deuten. Dagegen aber spricht die abnormale Größe der Individuen.

Mechanische Beanspruchungen äußern sich bei den Verwachsungspyroxenen in undulierender Auslöschung und einer Verbiegung der Lamellen; die Spaltebenen scheinen aber weiterhin in gerader Richtung die Kristalle zu durchlaufen (Taf. 6. Fig. 1).

Spinellide: Im Olivingefüge, seltener in den Pyroxenen, bilden die Spinelle unregelmäßig geformte Platten, die in einfach polarisiertem Licht blaßgelblichbraune Farben mit opaken, magnetitischen Randzonen zeigen.

Grüne Spinellvarietäten wurden von mir nur als lateritische Rückstandsmineralien in der Trümmererzlagerstätte der Kreidebasis vorgefunden.

HAMMER deutete die Spinelle der pyroxenführenden Zlatibor-Peridotite als Picotit, PAVLOVIĆ als herzynitähnlich.

Chromitgehalt wird, wie allgemein von Balkanperidotiten angegeben, nur in dunitischen Varietäten bemerkenswert.
Jedoch geht die Anreicherung an Chromit in unseren Proben über millimeterdicke Schlieren nicht hinaus (G 78).

Serpentin : Serpentinisierung hat alle untersuchten Gesteinsproben in wechselndem Grade erfaßt.
Bei der Olivinserpentinisierung sind unregelmäßige Serpentinmaschenstrukturen weitaus häufiger als orthogonale Gitter- oder Fensterstrukturen.

Die Bastitisierung der Pyroxene ist im Vergleich zu der Serpentinisierung der Olivine deutlich verzögert.
Im Serpentinisationsschutz der Pyroxene können in fortgeschrittenen serpentinisiertem Material auch noch frische Olivinrelikte erhalten bleiben (Taf.6 Fig.1). Bastitpseudomorphosen sind auch in völlig serpentinisiertem Material noch durch die parallele Anordnung der Serpentinfasern kenntlich.

In den Verwachsungspyroxenen bleibt die Serpentinisierung der monoklinen Lamellen hinter der der rhombischen Lamellen zurück (Taf. 6 Fig.2). Für die Wirksamkeit der Serpentinisierung gilt also die gleiche Reihenfolge, wie sie oben für die Ausscheidungsfolge angegeben wurde.

Dichte Serpentinschnüre mit abweichender Kristallanordnung und ohne wesentliche Magnetitbeimengungen beweisen das Zirkulieren von 'Serpentinlösungen' auf dem Intergranularnetz der Gesteine.

Hornblende, Chlorit : Im Zusammenhang mit der Serpentinisierung kam es am Kovljac (G 75) zur Ausscheidung von Chlorit und Amphibol. Beide Mineralien sind als Neubildungen aufzufassen.
Der Chlorit ist nach der Röntgenanalyse wohl den Prochloriten zuzustellen; bei der schmutziggrünbraunen faserigen Hornblende handelt es sich vermutlich um Gedrit.

Nach obigen Ausführungen besitzen die Peridotite des Arbeitsgebietes vorwiegend lherzolithischen Charakter mit Betonung des rhombischen Elements. Harzburgitische und dunitische Varietäten wurden nur lokal angetroffen.

b. SERPENTINISIERUNG

Wie allgemein beobachtet, zeigen auch die Peridotite im SW-Zlatibor unterschiedliche Serpentinisierung bei fluktuierenden, von der Oberfläche unabhängigen Übergängen. Zweifellos wird aber mit Annäherung an die gabbroide und amphibolitische Hüllserie die Serpentinbildung intensiver, so daß sich zwischen relativ frischen Peridotit und Randserie eine oft auch stärker verschieferte Serpentinzone einschalten kann.
Die verstärkte Hydrolyse in den Grenzbereichen erklärt sich durch

eine verstärkte Wasserzirkulation in den tektonisch durchbewegten Randzonen des Peridotitkörpers, möglicherweise kommt auch eine Exhydratisierung aus dem Hüllgestein in Frage (HIESSLEITNER).

Die Erhöhung des Serpentinisierungsgrades in der Nachbarschaft tektonischer Bewegungsbahnen und jüngerer 'Eruptiva' beweist, daß auch über den frühmetamorphen Vorgang des allgemeinen unabgeschlossenen Serpentinisierungsprozesses hinaus unter tektonisierenden und kontaktmetamorphen Einflüssen Serpentinpseudomorphosierung vor sich geht.

Eine stärkere Volumenzunahme bei der Serpentinisierung findet sich weder feldgeologisch noch mikropetrographisch ausgeprägt, so daß der Serpentinisierungsprozeß vermutlich im Sinne einer Autometamorphose mit gleichzeitiger Stoffabfuhr (HIESSLEITNER) gedeutet werden muß.

c. OPHICALCITE

Bei den von uns im SW-Zlatibor aufgefundenen Ophicalciten handelt es sich um für den Balkanraum bisher einzig dastehende Vorkommen.

HIESSLEITNER schreibt noch 1951/52, daß - trotz Kalkrahmens der Serpentinmassive und ihrer häufig unmittelbaren tektonischen Berührung mit Kalksteinen - Ophicalcite von Balkan und Anatolien nicht erwähnt worden sind. Der Autor glaubt, daß für Ophicalcitbildung Begleitumstände erforderlich wären, die - bei etwas andersartigem Grundmaterial - jenen der Silicatfelsgenese ähneln dürften. Silicatfelse gehörten wie die Ophicalcite aber nicht zum Charakteristikum der Balkanperidotite.

Auch mir sind aus der Literatur keine autochthonen Ophicalcitfundstellen bekannt geworden. Doch geben AMPFERER/HAMMER aus Konglomeraten der unteren Diabashornsteinserie von Meh. Gradina Serpentin- und Ophicalcitgeröllchen an.

Ophicalcitproben liegen mir aus dem SW-Zlatibor von zwei Lokalitäten vor; beide Vorkommen werden von SHS-Sedimenten umgrenzt. Die eine Fundstelle befindet sich unmittelbar südlich des Zubač Potok in der Nachbarschaft der SHS-Tertiär-Grenze (G 88). Die zweite Ophicalcitlinse liegt auf einem Höhenrücken, der die beiden vom Hp. 885 bei Bojanica herabziehenden, zum Lim entwässernden Täler, trennt (G 89). Diesem Vorkommen sind die Ophiolithaufbrüche von Bojanica/Oskoruša benachbart.

Da die Gesteine beider Fundstellen erst bei der mikroskopischen

Bearbeitung als Ophicalcite indentifiziert werden konnten, bleibt es unklar, ob die seinerzeit als in die SHS eingeschaltete Kalklinsen gedeuteten Vorkommen nicht als Grenzkontaktfelsen noch im Untergrund mit der eigentlichen Ophiolithformation in Verbindung stehen. Eine derartige Vermutung liegt nahe, weil unweit beider Vorkommen Ultramafite anstehen, die mit nur flacher Neigung unter die SHS eintauchen.

Die schichtungslosen, schwarzgrauen Kalke sind von helleren, grünlichgrauen bis haselnußgroßen Serpentinaggregaten unregelmäßig durchsetzt. Auch als Kluftfüllung erscheint in dem wohl mehrfach durchbewegten Material weißlichgrüner Serpentin mit calcitischer Zwischenmasse Der Kluftserpentin wurde mit Sicherheit aus zirkulierenden wässerigen Lösungen abgeschieden. Die Wahrscheinlichkeit liegt nahe, daß auch die im Gestein selbst befindlichen unregelmäßig geformten Serpentinflatschen unter teilweiser Stoffzufuhr durch Verdrängungsmetamorphose aus Kalk hervorgegangen sind.

Schichttexturen und Fossilrelikte wurden in den Kalken nicht mehr gefunden, sind auch auf Grund der intensiven Durchbewegung der Gesteine und ihrer weitgehenden Transformation nicht mehr zu erwarten. Trotz der tektonischen Beanspruchung der Gesteine ist die Durchmischung der verschiedenen Mineralkomponenten oft wenig intensiv. Neben rein kalkigen Partien beobachtet man Serpentin- und Chloritinselchen, Erzschlieren und Quarzaggregate. Wohl aber sind die Grenzbereiche der verschiedenen Mineralbezirke durch Korrosion, Anlösung und Wiederausscheidung wenig scharf, so daß man aus dem mikroskopischen Bild mitunter den Eindruck gewinnt, daß nicht der Serpentin den Kalk, sondern umgekehrt der Calcit den Serpentin überwächst. Lösung und Ausscheidung von Kalk laufen offenbar parallel nebeneinander her. Auf sekundär im Serpentin aufgerissenen Haarrissen kann sich erneut Calcit abscheiden.

In Gesteinsschliffen konnten folgende Mineralien bestimmt werden:

Calcit, Quarz, Serpentin,
2 Varietäten Chlorit,
Magnetit, Chromit,
brauner Spinell (Picotit,Herzynit ?).

Calcit : Die Calcitkristalle bilden ein richtungslos-körniges Gewebe. Die Kristalle sind buchtig begrenzt und zeigen strukturell bisweilen Anklänge an Implikationsgefüge (Marmorisierung).

Die Calcitaggregate können auch bei fehlendem Serpentin von magnetitischem Erz imprägniert werden.

Serpentin : Der optisch wie röntgenographisch nachgewiesene Serpentin liegt teils in blättchenförmigen, schuppigen oder körnigen, teils auch in paralleler Anordnung als Faserserpentin oder auch in wurmförmigen Schnüren vor.

Maschen- oder orthogonale Fensterstrukturen, wie sie für Serpentinpseudomorphosen nach Olivin charakteristisch sind, wurden in den Ophicalciten nicht gefunden.
Da außerdem Serpentin- und Magnetitausscheidung nicht miteinander gekoppelt sind - Serpentinaggregate können völlig frei von opaken Erzen sein - so ist anzunehmen, daß das Mineral sofort als Serpentin ausgeschieden wurde und nicht metamorph aus Olivin hervorgegangen ist.

Dagegen könnten manche Serpentinpartien mit paralleler Anordnung der Fäserchen möglicherweise als Bastitpseudomorphosen angesehen werden. Eindeutige Beweise ließen sich jedoch nicht erbringen, da Pyroxenrelikte in den Ophicalciten fehlen.

Chlorit : Die Chlorite sind gewöhnlich mit dem Serpentin vergesellschaftet, finden sich aber auch isoliert in selbständigen Nestern.
Auf Grund seiner optischen Konstanten (2V sehr klein bis 0^{o}, opt. negativ, Auslöschung gerade, kräftig idiochromatisch, Pleochroismus von blaßgelbgrün bis gelbgrasgrün, Interferenzfarben grau bis gelb 1. Ordnung) ist einer der Chlorite vermutlich in die Delissitreihe einzustufen.
Ein zweiter Chlorit unterscheidet sich durch seine etwas höheren Interferenzfarben, den größeren Achsenwinkel und die gute Spaltbarkeit.

Quarz : Kieselsäureausscheidungen finden sich als Quarz in bartartig ausgefransten Kristallaggregaten, seltener auch als Kluftfüllungen.
Mechanische Beanspruchung der Kristalle äußert sich in undulierender Auslöschung, fleckigen Interferenzfarben und anormaler Zweiachsigkeit.

Spinellide : Magnetit dürfte aus selbständig in das Gestein eingewanderten Erzlösungen abgeschieden sein. Entweder imprägniert er die übrigen Komponenten oder er schiebt sich in Form größerer, unregelmäßig begrenzter Nester ein.

Xenomorphe, farbige, nichtopake Spinellvarietäten sind ähnlich häufig wie in den Peridotiten. Ihre braune, leicht ins Rötliche spielende Farbe läßt auf picotitische oder herzynitische Zusammensetzung mit chromitischer Beteiligung schließen.
Gelegentlich werden auch düsterrötliche chromitische Spinelle angetroffen.

Immer sind die farbigen Kerne dieser Spinelle von einem opaken magnetitreichen Außensaum umgeben. Auch im Innern der Kristalle, ausgehend von Sprungrissen, ist Magnetitbildung häufig und kann gelegentlich zur vollständigen Pseudomorphisierung führen.

Nach den mikroskopischen Befunden glaube ich für die hier beschriebenen Ophicalcitvorkommen mit Wahrscheinlichkeit metasomatische Entstehungsweise durch Infiltration wässriger Lösungen von Magnesium und SiO_2 annehmen zu können. Ob auch die Spinellide auf wässrige Infil-

trationen zurückgeführt werden können, bleibt ungewiß. Klastische Komponenten waren im primären Kalkgestein entweder nicht vorhanden oder wurden metamorphosiert.

Tektonische Mischung als Entstehungsweise der Ophicalcite, auch Tuffnatur, wie sie CORNELIUS zur Diskussion stellte, lehne ich für die von mir bearbeiteten Proben ab.

2. GABBROS UND GABBRODERIVATE

An gabbroartigen Gesteinen gelangten die drei Varietäten Allivalit/Troktolith, Uralitischer Sausseritgabbro und Amphibolitgabbro zur Untersuchung.

Als verbindendes Element haben in diesen Gesteinen die basischen Kalknatronfeldspäte (An-Gehalt 70-90 %) zu gelten. Der übrige Mineralgehalt zeigt beträchtliche Abweichungen.

'Normale', pyroxenführende Olivingabbros wurden in unserem Arbeitsgebiet nicht gefunden.

a. ALLIVALITE UND TROKTOLITHE

Troktolithe wurden im Zlatiborbereich bei Višegrad erstmalig von JOHN als 'Forellensteine' bekanntgemacht; später werden sie von AMPFERER/HAMMER und MILOVANOVIĆ beschrieben. PAVLOVIĆ erwähnt aus dem Westzlatibor Allivalite und lamprophyrische Allivalite.

Allivalite und Troktolithe lassen sich durch Ausfall der Pyroxene von Olivingabbros ableiten ('Augit-Allivalite !) und sollen nach JOHN mit diesen durch fluktuierende Übergänge verknüpft sein. Nach den Angaben von PAVLOVIĆ und MILOVANOVIĆ sind die Allivalite im östlichen Anschlußgebiet mit Olivingabbros und deren pegmatitischen Derivaten eng verknüpft.

Wahrscheinlich ruhen diese Vorkommen gabbroartiger Gesteine östlich der tektonischen Strukturlinie von Priboj - Uvac - Bjelo Brdo bei Panja Glava (Lim), Priboj und Sjenožeta dem mutmaßlich nach SW einfallenden Peridotit auf. Die Störungslinie könnte als 'Zufuhrspalte eines Gabbromagmas' angesehen werden.

Allivalitische Gesteinsproben stehen mir von zwei Lokalitäten aus dem Bićvorland (G 92-93) sowie - schon außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes - aus dem Gemeindesteinbruch von Strpci/Bjelušine (G 90-91) zur Verfügung. In den erstgenannten Vorkommen ist aller-

dings die Zersetzung der Feldspäte derart fortgeschritten, daß es unklar bleiben muß, ob sie zu troktolithischen oder allivalitischen Varietäten gehören.

Die Allivalite sind feste, grobkörnige Gesteine, die schon makroskopisch den serpentinisierten Olivin als grüne bis grünschwarze Körner auf bläulichweißem Feldspatgrunde erkennen lassen. Der matt glänzende schwarze Pyroxen tritt fast völlig zurück.

Die Komponenten können einen Durchmesser bis zu 5 mm erreichen, immer sind sie gestreckt und lassen schon megaskopisch eine gewisse Ausrichtung erkennen, die dann im Gesteinsschliff sehr prägnant zur Geltung kommt.

Ob diese Paralleltexturen im Sinne eines Fluidalgepräges oder als Folge orientierter Druckbeanspruchung während der Erstarrung zu deuten sind, ist schwer zu sagen. Gegen eine stress-bedingte Ausrichtung der Kristalle spricht zweifellos die Unversehrtheit des Gefüges. Ein gerichtetes Zerbrechen und Auswalzen der Kristalle, wie es für geschieferte Amphibolite charakteristisch ist, konnte nicht beobachtet werden.

Die hypidiomorphen, körnigen Gesteine lassen unter dem Mikroskop außer den oben genannten Mineralien nur noch sekundäre Amphibolnadeln und Spinelle erkennen.

Die Bildungsperiode der Olivine scheint generell vor der Feldspatausscheidung gelegen zu haben. Sehr selten finden sich in den Olivinen selbst rundliche 'Vakuolen' mit Feldspatausscheidungen. Der Pyroxen soll - nach den Ausführungen von PAVLOVIĆ - Feldspat und Olivin umschließen und damit erste Anfänge einer Ophitstruktur andeuten.

Olivin : Das Mineral liegt in allotriomorphen, ellipsoidisch gestreckten, oft abgerundeten Körnern vor und zeigt eine deutliche längsachsenparallele Einregelung (Taf.7.Fig.2). Auch die optische Orientierung ist häufig für benachbarte Kristalle gleichartig.
Durchweg liegen die Olivine zwischen den Korngrenzen mehrerer abweichend voneinander orientierter Plagioklase.

Quantitativ kann die Olivinführung erheblich ansteigen und beispielsweise in dem kleinen Vorkommen des Bićvorlandes (G 92) ca 70 % der Gesteine aufbauen, gegenüber einem Olivingehalt von rd. 40 % im Steinbruch von Strpci.
Durch weitere Reduktion des Feldspatgehalts wären Übergänge zu feldspathaltigen dunitischen Peridotitvarietäten durchaus denkbar, doch sind derartige Übergangszonen am Zlatibor m.W. nicht entwickelt.

Strukturmäßig gleichen die olivinreichen Typen in manchen Partien bereits den peridotitischen Gesteinen, mit denen sie auch auf Grund ihrer Spinellführung gewisse Ähnlichkeiten haben.

Serpentin : Die Olivine zeigen sämtlich Serpentinisierungsphäno-

mene in unregelmäßigen Maschenstrukturen unter Neubildung von staubförmigem Magnetit.

Im Gegensatz zu den Peridotiten läßt sich bei den Allivaliten eine deutliche Volumenvermehrung der serpentinisierten Olivinkristalle beobachten, die ihren Ausdruck in der Aufsprengung der benachbarten Plagioklase findet.
Radial ausstrahlend von dem eingeschlossenen Olivin werden die Feldspäte von divergierenden Sprungsystemen durchzogen.

Feldspat : Die Plagioklase weisen nach den U-Tisch-Messungen einen An-Gehalt von rd. 80 % auf, sind also dem Bytownit zuzustellen. Gewöhnlich bilden sie plattige nach Z gestreckte Kristalle.

Feldspatumbildungsprozesse zersetzten die Plagioklase,unter Beibehaltung der ursprünglichen Kristallformen,in wechselndem Maße in sericitische Produkte.
In den Gesteinen des Bićvorlandes sind die Plagioklase nahezu vollständig umgewandelt, während die Proben von Strpci erst beginnende Zerfallserscheinungen, gewöhnlich ausgehend von den durch die Sprengwirkung der Olivine erzeugten Spannungsrissen, zeigen.
Die Ausfüllung der Feldspäte ist also in Bezug auf die Serpentinisierung etwas verzögert, kann aber - einmal angefangen - rasch zur vollständigen Umsetzung führen, während sich der Serpentinisierungsgrad nicht wesentlich zu erhöhen braucht.

Chlorit : Im Allivalit-Steinbruch von Strpci findet sich auf Klüften und linsenartig angereichert radialstrahlig angeordneter, blättriger Chlorit.
Die optische (n_z=1.590-1.600, opt. positiv, 2 V sehr klein) und röntgenographische Analyse des Minerals ermittelten Grochauit, das Mg-reichere Endglied der Prochloritreihe. Sein Entstehen dürfte auf hydrothermale oder epizonale Vorgänge zurückzuführen sein.

b. URALITISCHER SAUSSURITGABBRO

Südlich des Zubač ist im Siróva Gora-Massiv uralitischer Saussuritgabbro in erheblicher Flächenausdehnung erschlossen. An seiner E-Grenze verschwindet der Gabbro unter der SHS-Bedeckung, er dürfte aber noch weite Teile der unmittelbaren Unterlage der SHS bilden. Der Beweis bietet sich rd. 2 km von der E-Grenze entfernt im Zentrum des SHS-Gebietes, wo einige kleine, in die jüngeren Sedimente eingewickelte Ophiolithfetzen auftauchen, die bei Goli Brijeg und nördlich Krstac (G 100-101) nach Dünnschliffbefunden den gleichen Mineralbestand und Metamorphosegrad besitzen wie die Gesteine der Siróva Gora.

Auch wenn diese Vorkommen nicht als Fenster der emporbrechenden Unterlage, sondern als abgehobelte, tektonisch interstratifizierte Schubschollen gedeutet werden, ist ihre höchstens parautochthone Abkunft wahrscheinlich, da Anzeichen einer weiteren Verfrachtung fehlen.

Feldgeologisch erscheinen die Gesteine als massiger, gewöhnlich ungebankter Fels, der sich durch größere Härte und Festigkeit vor den übrigen Opiolith-Varietäten auszeichnet.

Die Eignung dieser Gesteine zu bautechnischer Verwendung gab Anlaß zur Anlage einiger Steinbrüche in dem sonst recht unwegsamem und unbesiedelten Gelände.

Die dichten, mehrfarbigen, grünen, oft gelblichweiß und rosa geflammten Gesteine lassen auf Grund ihres Metamorphosegrades makroskopisch gewöhnlich keine Identifizierung ihrer Grundkomponenten zu. Erkennbar werden bisweilen große Hornblendekristalle, die als Neubildungen in das Gestein eingewachsen sind.

Die elfenbeinfarbenen und blaßroten, oft auch grünstichigen Partien lassen sich nach den röntgenographischen und mikroskopischen Befunden als saussuritische Gemische mit Schwerpunkt auf der Epidot/Zoisit-Gruppe deuten. Vorherrschender Epidot scheint blaßgrünliche, Zoisitbeimengungen eher gelbliche Farben zu bedingen.

Schieferung und Paralleltexturierung ist makroskopisch selten zu beobachten, mikroskopisch kann sie sich durch eine Sonderung der Mineralkomponenten in unregelmäßiger Lagenform und durch Neigung zu Parallelorientierung der Kristalle andeuten.

Gelegentlich werden die Gesteine von bytownitischen Gängen durchzogen, die durch Einwachsungen von Mineralien der Strahlsteingruppe grünlich gefärbt sein können (G 94).

Überhaupt läßt sich die auffallende Härte und Zähigkeit der Siróva Gora-Gabbros wohl auf Anklänge an nephritische Texturen mit wirrfaseriger Anordnung der neugesproßten Strahlsteinnädelchen zurückführen. Daneben bedingt aber auch die Saussuritbildung eine Erhöhung des Härtegrades.

Die Härte und Festigkeit der Gesteine, als feldgeologisch bezeichnendstes Wesensmerkmal, veranlaßte KÜCHMEISTER, den Siróva Gora-Komplex als 'feste Varietät' von der übrigen ophiolithischen Serie abzutrennen.

Über die primären Gefügemerkmale der Gesteine können nur wenige, etwas geringer metamorphosierte Proben unterrichten. Offenbar handelte es sich ehemals um einen olivinfreien Feldspat/Pyroxen-Gabbro (= olivinfreier Typ von PAVLOVIĆ), der durch die gestreckte Form der Feldspattafeln, die geringe Zahl der Plagioklaszwillingsindividuen, mitunter auch durch die richtungslose, divergent strahlige Textur typenmäßig an die Gewebeform mancher Diabase erinnert.

Unter dem Mikroskop erkennt man folgenden Mineralbestand :

Primäre Mineralien:	Feldspat, Pyroxen, Ilmenit Amphibol (?)
Sekundäre Mineralien:	Epidot/Zoisit, Amphibol, Leukoxen, selten Albit, Quarz, Prehnit

Feldspat : Die Plagioklasvermessungen ergaben einen An-Gehalt von 75 % ± 10 %. Frische Kristalle sind sehr selten, randliche Korrosionen, gewöhnlich aber vollständige Pseudomorphosierung unter Verwischung der ursprünglichen Kristallkonturen dagegen die Regel.

Pyroxen : Monokline, wohl diopsidische (Z gegen c bis 45°) Pyroxene sind gemeinhin häufiger als rhombische Varietäten. Selten erscheint der Pyroxen in größeren Platten, die aber immer schon Anfänge von Uralitisierung und Epidotisierung zeigen.
Gewöhnlich findet sich aber der Pyroxen nur noch als körniges Restprodukt im sekundären Epidot/Zoisit-Gewebe.

Amphibol : Das Mineral bildet entweder filzige Gefüge von wirr durcheinanderspießenden Aktinolithnädelchen oder auch größere an den Begrenzungsflächen ausgefranste Individuen, aufgebaut aus parallelen Fasern von Strahlsteinmineralien, die in abweichender Orientierung von Nädelchen gleicher Zusammensetzung durchspießt werden.

Bei der Uralitisierung der Pyroxene wachsen die Aktinolithnädelchen gewöhnlich noch über den ehemaligen Wirtskristall hinaus in das Grundgewebe hinein (Taf.8.Fig.1).

Soweit die Feldspäte nicht saussuritisiert wurden, sind auch in sie rosettenartige Aggregate und kreuz und quer spießende isolierte Strahlsteinnädelchen eingewachsen. Die Sprossung der Fäserchen kann von größeren, zwischen die Feldspatkristalle eingeschlossenen Amphiboltafeln ausgehen, folgt zuweilen auch Zwillingsverwachsungsebenen, Spaltsystemen und feinen Sprüngen (Taf.8.Fig.2).

Ob ursprünglich auch langprismatische primäre gemeine Hornblende vorgelegen hat, kann nicht mit Sicherheit ausgesagt werden. Gelegentlich gewinnt man den Eindruck, daß ältere Hornblende - ähnlich wie der Augit - einer Aktinolithisierung bzw. Tremolitisierung unterworfen wurde.

Epidot/Zoisit : Mineralien der Epidot/Zoisit-Gruppe bilden einen Hauptbestandteil der Gesteine. Teils gingen sie durch Saussuritisierung aus Plagioklasen, teils durch Epidotisierung aus Pyroxenen hervor.

Nach den Röntgendiagrammen scheint Epidot wesentlich häufiger zu sein als Zoisit. Der optische Entscheid (Z parallel c) macht für einen Teil der leistenförmigen, oft einfach verzwillingten Kristalle auch Zoisit wahrscheinlich.

Ilmenit/Leukoxen : Ilmenit ist in unregelmäßigen Körnern in Hornblende und Pyroxene eingestreut, ferner im heutigen Grundgewebe vertreten. Gemeinhin ist er von einem Leukoxenkranz umgeben.
Der Ilmenit und seine Zersetzungsprodukte sind nicht ganz so häufig wie in den Diabasen.

Prehnit : In einigen Gesteinsschliffen wurde Prehnitbildung auf Klüften beobachtet. Seine Herkunft kann hydrothermal gedeutet werden.

Als prägnanteste Merkamale der Gabbroderivate des Siróva Gora-Typs haben die Epidot/Zoisit- sowie die Strahlsteinneubildungen zu gelten, diese beiden wesentlichen Transformationserscheinungen rechtfertigen die hier gewählte Bezeichnung 'Uralitischer Saussuritgabbro'.

c. AMPHIBOLITGABBROS

Der Hauptteil der nördlich des Zubač auskartierten gabbroiden Gesteine setzt sich aus Amphibolitgabbros zusammen. Die plattigen bis bankigen Gesteine sind schwarzgrün gefärbt und zeigen nicht selten eine schiefrige Paralleltexturierung, aber ohne eine deutliche lagenweise Trennung der beiden Hauptkomponenten Hornblende und Feldspat.

Zu diesen wesentlichen Gemengteilen treten Pyroxene in wechselnder Häufigkeit hinzu. Das Mengenverhältnis von melanokraten zu leukokraten Komponenten wird durchschnittlich auf 65 : 35 % geschätzt. Die dunkelolivgrünen Hornblenden und Pyroxene können in Richtung der Hauptachse eine Länge von 4 mm erreichen, die blaßbläulichen Feldspäte liegen in kleineren Platten, oft angereichert in linsenartigen Aggregaten vor.

Absonderungsflächen der Amphibolitgabbros sind vielfach schuppenartig mit Hornblende- und Pyroxenprismen belegt.

Feldspat : Im Gegensatz zu den Plagioklasen der Allivalite und Saussuritgabbros bildet der Feldspat der Amphibolitgabbros keine nach der Hauptachse gestreckten, sondern kurz gedrungene Kristalle; Druckbeanspruchung äußert sich in einer Zerlegung ursprünglich größerer Kristalle in ein Aggregat kleinerer Körner unter teilweiser Rekristallisation.

Die Plagioklasbestimmung ermittelte für einige im Gabbrosteinbruch der Höhe 974 südwestlich Bjelo Brdo (G 102) entnommene Handstücke einen basischen Bytownit mit rd. 90 % An.
Der Feldspatzerfall kann bis zur vollständigen sericitischen Ausfüllung führen.

Pyroxen : Im Hornblende/Plagioklas-Gefüge sind rhombische und monokline Pyroxene erhalten, teils liegen sie als große unversehrte Platten, teils auch als Reliktkristalle vor, die von der Hornblenditisierung nicht miterfaßt wurden. In mehrere der großen Pyroxenkristalle sind Reste der Primär-Plagioklase eingeschlossen.

Der monokline Augit ist in die Diopsidreihe (Z gegen c bis 44^{o}) einzustufen, der rhombische den eisenarmen Gliedern der Orthopyroxenreihe zuzustellen (opt. Char. positiv).

Amphibol : Die gewöhnlich langprismatischen Hornblenden überwachsen kristalloblastisch das Feldspat/Pyroxen-Grundgewebe unter partieller Aufzehrung der Bestandteile; randlich korrodierte Feldspat-

und Pyroxenresiduen können zahlreich in ihnen erhalten sein.
Offenbar erscheinen die Hornblenden in zwei Sekundär-Generationen, oder aber ihre Auskristallisation erstreckte sich über einen längeren Zeitraum, da auch Teile von frühzeitig gebildeten Hornblenden in abweichender Orientierung von jüngerem Amphibol umschlossen werden.

Die Hornblenden sind oft wenig farbstark und pleochroitisch, sind aber nach den übrigen optischen Daten (Z gegen c max. 27 Grad) in die Reihe der gemeinen Hornblenden einzustufen.
Eingesprengt in die Amphibole finden sich bisweilen kleine idiomorphe Kristalle, die offenbar ebenfalls als Hornblenden angesprochen werden müssen.

Apatit als akzessorischer Gemengteil ist selten.

In Struktur und Mineralgehalt leiten die Amphibolitgabbros schon deutlich zu dioritischen oder körnigen amphibolitischen Gesteinen über. Von diesen sind sie nur durch die basische Natur der Plagioklase und die Abwesenheit von Titaniten unterschieden.

Die nahe petrographische Verwandtschaft zu den Amphiboliten, vor allem auch die gleichartige, körnige und kurz gedrungene Ausbildung der Plagioklase als wichtiges verbindendes Merkmal, gab mir den Anlaß, den hier beschriebenen Gesteinstyp durch den Terminus 'Amphibolitgabbro' genetisch zwischen die Gabbros und Amphibolite einzustufen. Auch die teils kataklastische, teils kristalloblastische Transformation der Gesteine erlaubt es, die Amphibolitgabbros in nächste Nachbarschaft zu manchen Amphibolitschiefern zu stellen.

3. AMPHIBOLITE UND AMPHIBOLITDERIVATE

An amphibolitischen Gesteinen werden granatführende Pyroxenamphibolite und Dioritamphibolite unterschieden. Letzteren könnte man mit guter Berechtigung die im vorhergehenden Abschnitt behandelten Amphibolitgabbros zur Seite stellen.

a. GRANATFÜHRENDE PYROXENAMPHIBOLITE

Von Granatamphiboliten wurden uns im SW-Zlatibor drei Fundpunkte bekannt. Das erste Vorkommen ist in einem etwa 1 km langen Streifen zwischen den Peridotiten des Varda Rešića-Massivs und den Saussuritgabbros der Siróva Gora erschlossen (G 107-108). Der zweite Amphibolitkomplex lagert an seiner NE-Grenze den Peridotiten der Ravno Kosa auf. Ein weiteres Vorkommen befindet sich südwestlich davon bei Cikote (G 109-111 resp. G 112) und springt in noch ungeklärter Lagerung auf

die linke Seite des Lim bei Gornje Polje über, wo es m.E. den Serpentinen der Stražbenica auflagert und in dioritische Amphibolite übergeht (G 114).

Feldgeologisch handelt es sich um teils massige teils bankig-schiefrige Gesteine, die sich bei Feldspatarmut durch ihr hohes spez. Gewicht auszeichnen. Aus der olivgrünen bis schwarzgrünen Grundmasse heben sich rote glasige bis fettglänzende Granate mit heller kelyphitischer Schale deutlich ab.

Der quantitative Gehalt an den Hauptkomponenten Pyroxen, Amphibol, Feldspat und Granat schwankt beträchtlich; der Ausfall der Feldspäte kann zur Ausbildung eklogitähnlicher Formentypen führen, die Reduktion des Granatgehaltes leitet zu Amphibolitgabbros und dioritischen Amphiboliten über.

Ein hoher Feldspatgehalt (bis max. 50 %) kann in mechanisch beanspruchten Gesteinen Flaser- und Lagentexturen mit einem deutlichen Wechsel dunklerer und hellerer Partien bedingen.

In mechanisch unversehrten Gesteinstypen ist die Struktur generell zwar heteroblastisch, doch sind die Korngrößenunterschiede nicht sehr erheblich, so daß noch deutliche Verwandtschaft zu den für Eklogite charakteristischen homöoblastischen Pflasterstrukturen mit synchronem Kristallwachstum besteht.

Die postkristallin einem gerichteten Druck ausgesetzten Gesteine zeigen dagegen ein mechanisch porphyroblastisches bis flaseriges Gefüge. In den gewöhnlich granoblastisch rekristallisierten Mörtel sind dann große Fragmente randlich zerrissener Pyroxene und Hornblenden eingestreut.

Die Schieferung erfolgte offenbar gewöhnlich schon vor der Neusprossung des Granats, da dieser nur in Ausnahmefällen ebenfalls zerbrochen wurde.

Unter dem Mikroskop wurden folgende Mineralien bestimmt :

Primäre Mineralien:	Feldspat, Pyroxen, Amphibol (?).
Sekundäre Mineralien:	Amphibol, Prehnit, Serpentin, Granat, Feldspat/Amphibol-Kelyphit.

Feldspat : Der An-Gehalt der Plagioklase schwankt stark in den einzelnen Gesteinsproben. Nach den U-Tisch-Vermessungen bewegt er sich zwischen 28 und 77 % (G 112 : 68-77 %; G 114 : 64-70 %; G 111 : 28-32 % An). Da sich zur An-Bestimmung auf dem U-Tisch nur relativ große und frische Feldspäte eignen, wurden in der Probe G 111 mit regenerierter, granoblastischer Feldspatgrundmasse Plagioklasbestimmungen

nach dem Einbettungsverfahren vorgenommen. Die Auszählung der gravimetrisch abgetrennten Kristalle sicherte jedenfalls für diese Probe auch die Anwesenheit von natronreicheren Endgliedern der Plagioklasreihe; auch ein geringer Prozentsatz Kalifeldspat scheint vorhanden zu sein.

Für saurere Feldspäte spricht in dieser Probe auch der optische Befund einer schmutzigtrüben Verfärbung der Kristalle. Bei basischeren Feldspäten dagegen äußert sich die Plagioklaszersetzung in Sericitisierung.

Pyroxen : In der Regel werden monokline Pyroxene, seltener rhombische Glieder beobachtet. Die auf dem U-Tisch vorgenommene Vermessung der monoklinen, schwach grünlichen Pyroxene ergab gewöhnlichen Diopsid, sowie einen wohl Mg-reicheren Diopsityp (2 V = 44-58 Grad, Z gegen c 35-39 Grad).

Amphibol : Die grünlichbraune, deutlich pleochroitische Hornblende ist vermutlich immer durch Uralitisierung aus Pyroxen hervorgegangen. Nicht selten umkränzt sie einen blasseren Pyroxenkern (2 V = 72 bis 80 Grad, Z gegen c 15-17.5 Grad).

Gelegentlich wird Prehnit und Serpentin,wohl als Neubildung,angetroffen.

Granat : Postkristallin, möglicherweise auch postkataklastisch sind große Granatporphyroblasten in das Grundgewebe eingesproßt. Als Einschlüsse sind in ihnen die älteren Mineralkomponenten, Feldspat, Pyroxen und Amphibol, enthalten. Der im Dünnschliff nahezu farblose Granat ist von zahlreichen Rissen und Sprüngen durchzogen.

Fast immer sind die Granatkristalle in zentrischer Textur von kelyphitischen Randsäumen umgeben, die die Reaktion des Porphyroblasten mit einwandernden Lösungen oder dem Nachbarkristall anzeigen. Häufig erreicht die Kelyphitschale eine ansehnliche Größe und kann bis zur vollständigen Reaktionspseudomorphosierung des Granatkerns anwachsen (Taf.9.Fig.2).

Die kelyphitischen Umwandlungsprodukte gruppieren sich in mehr oder weniger radialer Anordnung um den zentralen Kern. Teils besteht der Reaktionssaum aus Plagioklasen in gesetzmäßiger granophyrischer Verwachsung mit einer grünen Hornblende, seltener fehlt der Feldspat und wird durch Pyroxen- bzw. Amphibolkelyphit ersetzt.

Immer verläuft die Reaktion unter Ausscheidung eines opaken, wohl magnetitischen Erzes, dessen Fe-Komponente ursprünglich in das Granatgitter eingelagert war. In unmittelbarer Nähe des Granatkernes ist das Erz gewöhnlich angereichert, häufig lassen sich verschiedene schalige Zonen ausscheiden, deren Anordnung und Mineralgehalt aus der Taf.9. Fig.1. hervorgeht.

Im Feldspat/Amphibol-Kelyphit wird gelegentlich ein einheitlich orientierter großer Plagioklas angetroffen, in den schlauchartiger Amphibol eingewachsen ist. Der Kelyphitfeldspat kann randlich in grössere zusammenhängende Feldspatplatten übergehen.

Ob auch diese Plagioklase als Neubildungen anzusprechen sind, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, jedenfalls kommt es auch in sehr feldspatarmen Gesteinen zur Neubildung von Plagioklas/Amphibol-Reaktionshöfen.

In seltenen Fällen fehlt ein Teil der kelyphitischen Rinde, dann stoßen frische Mineralien direkt an den Granatkristall. Die Einschlüs-

se in den Granaten selbst zeigen teils keine Reaktionshöfe, teils sind sie ebenfalls von einem dünnen Kelyphitsaum umgeben, was für eine Wechselwirkung zwischen Granatkristall und Einschluß sprechen dürfte.

Die Granatamphibolite erinnern nach äußerem Habitus und innerem Gefüge deutlich an Eklogite, von diesen sind sie aber durch ihren Feldspatgehalt und die abweichende Pyroxenführung unterschieden. Aus diesem Grunde wurde für die granatführenden Gesteine des SW-Zlatibor die Bezeichnung 'Granatführende Pyroxenamphibolite' gewählt (vgl. PAVLOVIĆ's feldspatarme bzw. feldspatfreie Amphibolitvarietäten mit Pyroxen und Granat). Die granatreichen Amphibolitvarietäten sind wahrscheinlich durch Zwischenglieder mit Eklogiten verbunden, die KISPATIĆ von der bosnischen Seite des Zlatibor angibt.

b. DIORITAMPHIBOLITE

Amphibolite dioritischen Ursprungs sind in größeren Vorkommen bei Rudo (G 115) und Bojanica (G 122) erschlossen. Außerdem werden durch die Erosionswirkung des Lim beiderseits des Flusses noch verschiedene kleinere Vorkommen aufgedeckt, von denen einige auf Grund ihres geringen Ausmaßes oder aus Zeitmangel nicht näher auskartiert werden konnten (G 118-121). Weiterhin dürfte auch ein Teil der längs der Grenze SHS/Tertiär auftauchenden Ophiolithvorkommen dioritischer und nicht gabbroider Abkunft sein.

Einen makroskopisch verhältnismäßig frischen Eindruck vermitteln nur die amphibolitischen Gesteine von Bojanica, die mikroskopischen Befunde zeigen jedoch, daß auch ihr Primärgefüge durch kataklastische und kristalloblastische Vorgänge umgeprägt und neuformiert wurde. Da sie jedoch im Vergleich zu den übrigen Amphiboliten einige Besonderheiten aufweisen, soll ihre Besprechung getrennt erfolgen.

Körnige Dioritamphibolite von Bojanica : Die bankigen, durch die Hauptkomponenten Hornblende und Feldspat grün und weiß gesprenkelten Gesteine, erinnern in ihrem Aussehen stark an Gabbros, als welche sie gewöhnlich auch angesprochen wurden. Die Korngröße wechselt von fein- bis mittelkörnig, grobes Korn - wie es für Gabbros charakteristisch sein kann - wurde nicht gefunden. Im Allgemeinen überwiegt das melanokrate Element in einem Mengenverhältnis von etwa 60 : 40 %.

Gewöhnlich ist die Anordnung der Mineralien richtungslos körnig; seltener ist eine beginnende Lagentexturierung unter spezifischer Anreicherung einer der Bestandteile zu beobachten, in diesen Fällen zeigen die Mineralien eine gewisse Einregelung nach ihrer Längsachse.

In den wenigen Fällen, wo das Primärgefüge erhalten ist, zeigt es deutliche Anklänge an die z.B. von den uralitischen Saussuritgabbros beschriebenen Reliktstrukturen, d.h. also keine kristalloblastischen Gewebe im Sinne der gleichzeitigen Entstehung der verschiedenen Mineralien, sondern die gesetzmäßige Reihenfolge der Kristallausscheidung Feldspat - Pyroxen. Die mehr oder weniger gestreckten Plagioklasplatten zeigen dann eine divergentstrahlige Anordnung; in die Zwischenräume schaltet sich zuweilen Pyroxen ein.

Gewöhnlich wurden aber die beiden Primärkomponenten angelöst, korrodiert, selten auch tektonisiert und bilden heute ein teils körniges teils kristalloblastisches Grundgewebe, über das große Hornblendekristalle neugesproßt sind.

Die Herkunft der Hornblenden muß - wie schon verschiedentlich angedeutet wurde - nicht nur als Uralitisierung im Sinne einer Pseudomorphosierung der Pyroxene, sondern als Neubildung im weiteren Sinne aus gelösten Primärbestandteilen und intergranular zugeführten Substanzen angesehen werden.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgenden Mineralbestand :

Hauptgemengteile :	Feldspat, Pyroxen, Amphibol, zuweilen Biotit u. Prochlorit
Nebengemengteile :	Apatit, Epidot/Zoisit, Zirkon, Titanit, z.T. Quarz u. rhomb. Hornblende

Feldspat : Die polysynthetisch häufig gut verzwillingten Plagioklase weisen nach ihrer U-Tisch-Vermessung einen An-Gehalt von 30-45 % auf. Die Bestimmung der Brechungsindizes ergab die gleichen Anorthitwerte mit einem Maximum auf dem Oligoklas/Andesin-Zwischenglied.

An Plagioklasfüllungen wurden Sericit und Zoisit beobachtet, die Sericitbildung setzt gemeinhin vom Rande her ein, führt aber selten zur vollkommenen Ersetzung des Wirtskristalls.

Pyroxen : Korodierte und angelöste monokline Pyroxenrelikte sind in den körnigen Gesteinen nicht selten. Rhombischer Pyroxen, nach seiner Eigenfarbe und negativen Doppelbrechung wohl Hypersthen, kann mitunter den monoklinen Pyroxen verdrängen.(Taf. 10.Fig.1.).

Amphibol : Es kamen getrennt, nach meinem Probenmaterial nie gemeinsam, zwei verschiedene Glieder der 'gemeinen Hornblendereihe' zur Ausbildung.

1) Eisenreich, farbstark, kräftiger Pleochroismus von sattem tiefgrün bis hellerem bläulichgrün.
2 V = 60-70 Grad, Z gegen c = 17-20 Grad.
Paragenese: monokliner Augit, Titanit u.a.

2) Eisenarm, schwach idiochromatisch, geringer Pleochroismus von blaßgelbgrün zu blaßgrün.
2 V = 84-86 Grad, Z gegen c = 17-21 Grad.
Paragenese: Rhombischer Pyroxen u.a. (Titanit fehlend !)

Vermutlich steht die unterschiedliche Ausbildung der Hornblenden in gesetzmäßiger Beziehung zu den Paragenesemineralien. Titanit- bzw. ilmenitarme bis -freie Gesteine führen eisenarme Hornblenden, Amphibolite mit reichem Titanit-, seltener Ilmenitgehalt dagegen eisenreiche Hornblenden.

Rhombische Pyroxene lassen eher eisenarme, monokline eher eisenreiche Amphibole erwarten, doch kommen häufiger Abweichungen von diesem Regelfall vor.

Die Hornblende ist in den körnigen Dioritamphiboliten von Bojanica fast ausnahmslos gut erhalten, selten findet man Spuren einer zweiten Amphibolgeneration in Form weitergewachsener in das Grundgewebe eingesproßter Nädelchen von abweichendem optischen Verhalten.

Gemeinsam mit der Hornblende kann Biotit neu entstehen.

Prochlorit : Ausnahmsweise fanden sich in vorwiegend leukokratem 'Gangmaterial' blaßgrüne Chloritblättchen angereichert (G 124). Nach den optischen Daten (n_z =1.590-1.600, opt. positiv, 2 V sehr klein) dürfte er den Prochloriten zuzustellen sein.

Titanit : Den amphibolitischen Gesteinen mit eisenreicher Hornblende sind gemeinhin Titanite in ziemlicher Häufigkeit eingestreut. Die blassen, seltener farbigen linsenförmig abgerundeten Querschnitte finden sich in allen übrigen Gemengteilen, Hornblenden, Pyroxenen und Plagioklasen.

Epidot, Zoisit und Klinozoisit sind Zersetzungsprodukte der Pyroxene und Plagioklase.

Körnige und schiefrige Dioritamphibolite von Rudo resp. Bojanica :

Die teils ungerichtet körnigen, teils paralleltexturierten Gesteine zeigen im Vergleich zu den Amphiboliten von Bojanica, die weiter oben beschrieben wurden, gewöhnlich eine noch intensivere Metamorphose, die den Nachweis von Primärgefügen sehr erschwert. Doch ist auf Grund der sauren Plagioklase eine Abkunft von ursprünglich dioritischen Gesteinen sehr wahrscheinlich.

Feldgeologisch erscheinen die Gesteine als bankige, grüne bis graugrüne Amphibolite von gemeinhin geringer Korngröße. Nur die stengeligen Hornblenden können in nematoblastischen Partien in ihrer Längsachse bis zu 4 mm messen.

Mengenmäßig überwiegen die dunklen Gemengteile, so daß es auch bei stärkerer Schieferung zu echter Lagentexturierung unter vollständiger

Sonderung der Mineralkomponenten selten kommt.

Die mannigfaltige Ausbildung der Dioritamphibolite ergibt sich gewöhnlich durch heterogene Gefüge, die durch unterschiedliche kristalloblastische oder kataklastische Beanspruchung bedingt sind. Zwei Grenzfälle aus dieser Gruppe amphibolitischer Gesteine seien im Folgenden kurz charakterisiert.

Dioritamphibolite von Rudo (G 115) : Die körnigen Typen von Rudo gleichen noch am ehesten den von Bojanica beschriebenen dioritischen Gesteinen. Gelegentlich sind noch Plattenfeldspäte und Pyroxenrelikte erhalten.

Der Plagioklas erscheint dadurch wieder in zwei Generationen, teils primär tafelförmig gestreckt, teils sekundär kataklastisch, gewöhnlich aber kristalloblastisch transformiert und dann auch Hornblendepartikelchen einschließend (An-Gehalt 32-40 %).

Die im Gesteinsschliff grünen oder braunen Hornblendexenoblasten (Z gegen c = 15-19 Grad) sind stark zerrissen, buchtig begrenzt und faserig weitergewachsen. Nicht selten enthalten sie noch monokline Pyroxenresiduen, die für uralitische Pseudomorphosierung sprechen.

An Stelle von Titanit kann in diese Gesteine auch Ilmenit eintreten. Etwas größeren Quarzgehalt zeigt ein Amphibolit von Prebidoli (G 119).

Amphibolitschiefer von Bojanica (G 125) : Diese Gesteine finden sich als ein nur wenige Meter mächtiges Vorkommen im östlichen der von der Höhe 885 herabziehenden Kalkkonglomeratfächer. Das gangartige Vorkommen streicht quer zum Bach und taucht nach W zu unter die angrenzende SHS ab.

Lagerungsmäßig gleichen diese Amphibolite somit eher einem Diabasgang und nicht einem der üblichen flächenhaft auftretenden Deck- und Grenzamphibolite. Ob es sich aber wirklich um einen geschieferten und umkristallisierten Diabas handelt oder um eine Gabbro- resp. Diorit-Apophyse, kann ohne Neubegehung nicht geklärt werden.

In diesen Gesteinen bildet die Hornblende streng parallel gestellte stengelige Individuen. Ebenso zeigen die Plagioklase eine bruchlose Umkristallisation unter Längseinregelung. (Taf.10.Fig.2). Z.T. ist ein Weiterwachsen der Feldspäte durch das Auftreten eines wasserklaren Randes zu beobachten.

Titanite, Apatite und Zoisite lassen wie die Hornblenden und Plagioklase eine deutliche längsachsenparallele Anordnung erkennen.

Bemerkenswert ist wieder die Mineralassoziation von Titanit und farbstarker, eisenreicher Hornblende.

D. ZUSAMMENFASSUNG

Der südwestliche Teil des Zlatibormassivs ist in seinen zentraler gelegenen Partien aus mäßig serpentinisierten Peridotiten aufgebaut. Um diese legt sich eine - im Vergleich zur Peridotitmächtigkeit - wenig umfangreiche gabbroide und amphibolitische Hüllserie. Der peridotitische Kern zeigt homogenen Aufbau bei nahezu gleichbleibender Mineralzusammensetzung. Neben den vorwiegenden lherzolithischen Gesteinen werden nur ganz lokal dunitische und harzburgitische Varietäten, seltener noch pyroxenitische Schlieren angetroffen.

Dagegen sind die Rahmengesteine durch ihre heterogene Zusammensetzung charakterisiert. Ein Nebeneinander von teils frischen, teils mechanisch und kristalloblastisch transformierten Gesteinen, oft ohne Entwicklung von Übergangszonen und Zwischenglieder, ist ein bezeichnendes Wesensmerkmal dieser Serie.

Der Typenreichtum und rasche Wechsel der Gesteinsfazies, der durch integrierendes Eintreten oder Ausfall bestimmter Mineralkomponenten entstehen kann, ist gerade bei gabbroiden Gesteinen eine oft beobachtete Erscheinung. Er soll - bei häufig gleichbleibenden chemischen Parametern - in den unterschiedlichen Kristallisations- und Beanspruchungsplänen seine Ursache haben.

Auf Grund meiner Gesteinsschliffuntersuchungen komme ich zu der Vorstellung, daß die Hüllgesteine im SW-Zlatibor ausschließlich als 'Orthogesteine' im Sinne ihrer Metamorphose aus dioritischen und gabbroiden Grundtypen anzusehen sind. Über die Herkunft der Gabbros und Diorite selbst soll damit keine Aussage getroffen werden. Zweifellos müssen sie, wie die angedeuteten Ophitstrukturen und die divergentstrahlige Anordnung von gestreckten Plagioklasplatten mit zuweilen zwischengeschalteten Pyroxenen beweisen, einmal in schmelzflüssigem Zustand vorgelegen haben. Zweifelhaft bleibt aber, ob sie als primär magmatogen oder als sekundär palingen zu deuten sind.

Verhältnismäßig frische gabbroide Gesteine sind im SW-Zlatibor offenbar im wesentlichen auf den SW-Rand des Ostmassivs beschränkt und liegen schon außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes.

Die im Westmassiv auftretenden Hüllgesteine zeigen einen wechselnd starken Metamorphosegrad; doch lassen mit Ausnahme der granatführenden Pyroxenamphibolite und mancher mechanisch stark beanspruchter Amphibolitschiefer, alle oben beschriebenen Gesteinstypen noch gabbroide und dioritische Feldspat/Pyroxen-Reliktstrukturen erkennen. Von den

gabbroiden Gesteinen des Ostmassivs sind sie, außer durch ihre stärkere Transformation, auch durch die Abwesenheit von Olivinen unterschieden.

Die Feldspäte sind fast ausnahmslos Plagioklase; selten frisch, zeigen sie in der Regel randliche Korrosionen, rupturelle Deformationen oder tektonische Mylonitisierung unter granoblastischen Rekristallisationserscheinungen. Umbildungsprozesse zersetzen die Feldspäte gewöhnlich unter Beibehaltung der ursprünglichen Kristallform in muskovitische und saussuritische Aggregate; Prehnitisierung wurde nur untergeordnet beobachtet.

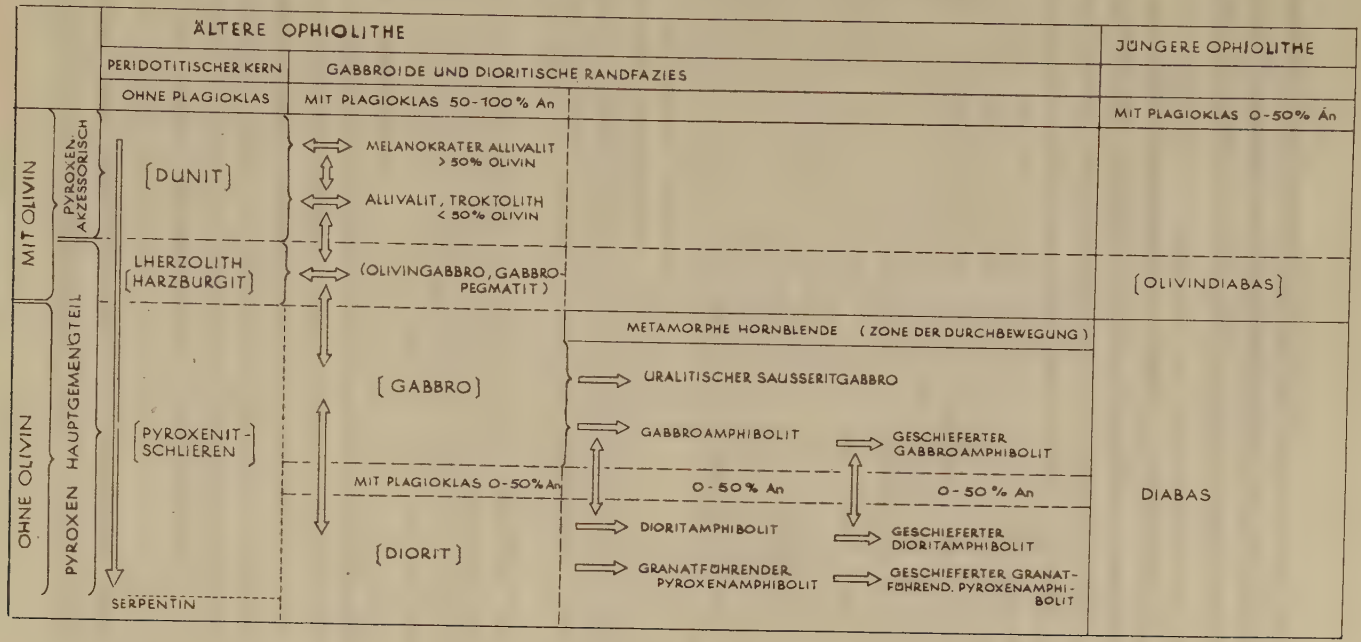
Der Pyroxen in den Hüllgesteinen besitzt überwiegend diopsidische Zusammensetzung. Orthopyroxen tritt gewöhnlich nur als Nebengemengteil auf; nur in Ausnahmefällen kann er die monoklinen Pyroxene auch vollständig ersetzen.

In fast allen Gesteinen wurden Pyroxenrelikte angetroffen. Im sekundären Grundgewebe liegen sie vielfach in Form körniger Residuen oder als Einschlüsse in Hornblenden vor, seltener werden größere randlich korodierte Platten gefunden.

Der überwiegende Prozentsatz der Mineralien der Amphibol-Gruppe scheint sekundär aus Pyroxen hervorgegangen zu sein. Ob daneben auch primäre Hornblende in die gabbroiden und dioritischen Ausgangsgesteine eintritt, wurde gelegentlich vermutet, konnte aber nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, besonders, weil die Hornblende häufig in mehreren Generationen vorliegt oder sich ihre Auskristallisation über einen längeren Zeitraum erstreckte. Gewöhnlich überwachsen die langprismatischen Hornblende-Xenoblasten das Grundgewebe unter partieller oder vollständiger Aufzehrung der Primärsubstanzen. Neben Pyroxenrelikten treten auch korrodierte Feldspäte in ihnen auf. Daß die uralitische Metamorphose nicht an die Pyroxenwirtskristalle gebunden ist, zeigt sich deutlich, wenn aktinolithische oder tremolitische Hornblende in abweichender Orientierung eine Pyroxenplatte überwächst und noch über den Pseudomorphosekristall hinaus in das Grundgewebe weitersproßt.

Der Hornblenditisierungsprozeß ist demnach nicht im Sinne einer Pseudomorphosierung, sondern als kristalloblastischer Vorgang ohne notwendige Bindung an einen Wirtskristall zu deuten.

TAB. 1 DIE OPHIOLITHISCHEN GESTEINE DES SÜDWESTLICHEN ZLATIBOR



Soweit die neugebildeten Amphibole nicht in die Strahlsteingruppe einzureihen sind, lassen sie sich den 'gemeinen Hornblenden' zuordnen. Bei diesen konnten mehrere Varietäten unterschieden werden, die jeweils einen gewissen Zusammenhang mit den Paragenesemineralien zeigen. Eine eisenreiche, stark idiochromatische und pleochroitische Hornblende ist mit Titanit bzw. Ilmenit, häufig auch mit monoklinem Pyroxen assoziiert; in gabbroid- und dioritamphibolitischen Gesteinen mit blasser eisenarmer Hornblende ist der Erzgehalt gering und rhombischer Pyroxen zu erwarten.

Postkristalline Druckbeanspruchungen der gabbroiden, dioritischen und pyroxenamphibolitischen Ausgangsgesteine äußern sich gewöhnlich auf gleichartige Weise. Die in festem Aggregatzustand vor sich gehenden Mineraltransformationen verlaufen teils kristalloblastisch als bruchlose Neu- und Umkristallisationen, teils kataklastisch unter Zerstörung der Primärkristalle durch scherende Differentialbewegungen.

Nur selten einheitlich sind fast immer beide Vorgänge miteinander gekoppelt, so daß die mechanisch mylonitisierten, in körnige Aggregate zerlegten Kristalle durch Lösungswanderungen erneut granoblastisch verkitten. Die Kristallisationsphase überdauert also zweifellos die kataklastischen Deformationen.

Der gerichtete Schieferungsprozeß kann zur Kornsortierung, Mineraleinregelung und zur Ausbildung von Streifentexturen mit unterschiedlichen Mineralmengenverhältnissen führen. Auf Grund des Überwiegens der melanokraten Elemente ist die Sonderung der Mineralkomponenten jedoch gewöhnlich nicht sehr weitgehend (Flasertexturen). Bei vorwiegend tektonischer Deformation entstehen häufig mechanisch-porphyritische Gefüge, in denen die Amphibole mit nur randlicher Kataklase der Beanspruchung offenbar besser widerstanden als die weitgehend zertrümmerten Feldspäte.

Die 'hangenden' Partien der Grenzprofile in den Ophiolithmassiven unterlagen einer Verschieferung weitaus stärker als die 'liegenden', dem Peridotitkern angenäherten Profilteile, die durch richtungslos-körnige Anordnung der Mineralien gekennzeichnet sind.

Der Information über den Typenreichtum der ophiolithischen Gesteine im SW-Zlatibor soll die zusammenfassende tabellarische Übersicht auf S. 78 dienen.

Die in Klammern gesetzten Gesteine werden im eigentlichen Arbeitsgebiet nicht oder nur in sehr untergeordneter Verbreitung angetroffen; sie werden aber in regional bedeutenderer Ausdehnung in anderen Bezirken des Zlatibor-Massivs gefunden.

E. ENTSTEHUNG DER ULTRAMAFITE

Die großen jugoslawischen Ultramafitmassive werden nach der heute vorherrschenden Meinung als magmatisch-lakkolithische Körper angesehen, die einer paläozoischen oder triadischen Hüllserie eingeschaltet sind. Dem Stamm-Magma von heterogener peridotitisch-gabbroider Zusammensetzung sollen im normalen Zyklenverlauf zunächst mehr oder weniger homogene peridotitische Teilmagmen abgepreßt sein, denen gabbroide Nachläufer folgten. Der Gabbro sei gewöhnlich jünger als der Peridotit, seltener sei er mit diesem gemeinsam als synchrones flüssiges, aber unmischbares Spaltprodukt aufgedrungen.

Uneinigkeit besteht vor allem über die Art der Raumnahme der Ultrabasite. Teils wird ein 'intrusives Einpumpen' des Magmas (AMPFERER & HAMMER, HIESSLEITNER u.a.) in eine nachgiebige Hüllformation, teils auch eine kalte 'tektonische Intrusion' der Lakkolithen in festem, schon kristallisiertem Zustand angenommen (KOSSMAT, BOWEN & TUTTLE, de ROEVER).

Gegen eine flüssige Raumnahme des Magmas werden vor allem die Seltenheit thermischer Kontaktmetamorphose und das Fehlen von Apophysen und migmatitischen Infiltrationen angeführt. Die als thermische Metamorphose anzusehenden Phänomene, wie höhere Kristallinität von Phylliten und Kalken in Peridotitnähe (PILGER, v.LEDEBUR, HIESSLEITNER u.a. sind selten zu beobachten und mäßig ausgeprägt.

Als Ursache für die geringe oder fehlende Kontaktwirkung der ultramafitischen Magmen wird von den Anhängern einer flüssigen Intrusion große Viskosität angesehen, die die Mischbarkeit und Durchdringungsfähigkeit der Magmen stark herabsetze. Andererseits glauben BOWEN & TUTTLE - auf Grund experimenteller Befunde - nicht an die Existenz eines Peridotitmagmas unter 1600°. Allerdings ist die von den beiden Autoren geforderte kalte Platznahme durch fließende Gleitung in kristallinem Zustand bei reichlicher Anwesenheit von Wasserdampf nicht weniger unwahrscheinlich.

Ob die von de ROEVER für alpinotype Ultramafite vorgeschlagene

Arbeitshypothese, einer Loslösung und tektonischen Verfrachtung linsenförmiger Ultrabasitkörper aus der Peridotitschale, für die relativ ruhig liegenden Balkan-Peridotite Verwendung finden kann, ist ebenfalls zweifelhaft.

Bei der deckenartigen Lagerung indonesischer Peridotite mag diese These manches für sich haben, nicht aber bei der an Deckenbewegung armen jüngeren dinarischen Tektonik. Ganz abgesehen davon müßte, bei paläozoischer Altersdatierung der Ophiolithe, die tektonische Einschuppung in den wenig intensiven jungvariscischen Faltungszyklus eingereiht werden.

Eine metasomatische Deutung der Ultramafite durch Einwirkung von SiO_2- und Mg-Lösungen auf Sedimente, im Sinne der Ophicalcitbildung, stößt besonders in Hinsicht auf die großen, mehrere tausend Kubikkilometer umfassenden Peridotitmassive auf den Widerstand der Plutonisten. Zweifellos ist aber eine metasomatische Entstehungsweise von Serpentin (Pyroxenperidotit) zumindest bei kleineren Ultramafitvorkommen in Betracht zu ziehen (DRESCHER-KADEN, PERRIN & ROUBAULT, SØRENSEN u.a.) und wird auch am Balkan - wie einige Funde im SW-Zlatibor beweisen - gelegentlich angetroffen.

Doch sind diese kleinen, linsenartigen Vorkommen ohne jedes regionale Interesse; sie stellen zudem durch ihre enge Verknüpfung mit Ablagerungen der Schieferhornsteinserie ihre sedimentäre Abkunft noch mit Sicherheit unter Beweis. Auch zeigen Ophicalcite gewöhnlich eine deutliche Abhängigkeit von älteren Peridotiten, denen offenbar die Produktion der infiltrierenden Lösungen zuzuschreiben ist (vgl. CORNELIUS).

Daß aber Serpentinbildung schon bei relativ niederen Drucken (200 at) und Temperaturen (300-370 Grad C) aus Dolomit und amorpher SiO_2 möglich ist, konnte kürzlich auf experimenteller Basis durch DITTMANN gezeigt werden.

Gegen eine metasomatische Entstehungsweise der großen Peridotitmassive des Balkan spricht vor allem die große Homogenität des Gesteinsmaterials; weder sind Übergangs- und Mischzonen zur sedimentären Hüllserie noch teilweise resorbierte Sedimentrelikte in den Peridotitkörpern nachgewiesen worden. Auch müßten SiO_2, Mg und Fe in vollkommenem Reaktionsgleichgewicht gestanden haben, da es beispielsweise zur überschüssigen Ausscheidung von Kieselsäure, wie ich es in den Ophicalciten beobachten konnte, in balkanischen Peridotitmassiven nicht gekommen ist.

Die eben angeführten Argumente könnten vielleicht entkräftet wer-

den, wenn man eine zusätzliche hochmetamorphe regionale Transformation der metasomatisch ummineralisierten Gesteine in Betracht zieht. Möglicherweise führte sie durch Absinken in größere Erdtiefen und durch teilweise Aufschmelzung zu einer Mischung und Homogenisierung der vorher heterogenen Sedimente.

Die hohe spezifische Dichte der Peridotite, die strukturelle Ähnlichkeit und der enge Lagerungsverband mit manchen vielfach als hochgradig metamorph (Katazone oder intensive Stressmetamorphose) bezeichneten Gesteinen (Eklogit, Granatpyroxenit) machen die Beteiligung hoher Drucke bei der Transformation von Ultramafiten wahrscheinlich (vgl. auch de ROEVER).

Die Beweise für einen ehemals schmelzflüssigen Zustand der Peridotite sind an sich nicht sehr prägnant; mit eindeutiger Gewißheit sind keine echten Ausscheidungsfolgen auszugliedern, so daß auch an ± gleichzeitige Abscheidung der Kristalle im Sinne blastischer Gefüge gedacht werden kann.

Bei der Deutung der Genese von amphibolitischen Grenz- und Hüllgesteinen geht die Diskussion darum, ob es sich um primär magmatische, ortho- oder parametamorphe Produkte handelt.

HAMMER nahm am Zlatibormassiv kontaktmetamorphe Entstehung der Grenzamphibolite an; nach Art selektiver Metasomatose seien aus paläozoischen Grünschiefern durch Einwirken eines intrusiven Peridotitmagmas Amphibolite entstanden.

PAVLOVIĆ glaubt, daß die Zlatibor-Amphibolite durch Dynamometamorphose während des Karbons in der Mesozone entstanden seien (Orthoamphibolite), doch wäre für manche Amphibolitglieder eine noch tiefere Zonenversenkung erforderlich.
So könnten die Amphibolite mit Zoisit, Prehnit, Granat (Granatpyroxenite) und die Amphibolite mit Olivin nur durch katazonale Einsenkung unter Neukristallisation in der Mesozone erklärt werden. Die Schieferung der Gesteine sei bedingt durch starken, unilateralen Druck in der Mesozone.

Die chemisch-analytische Untersuchung der verschiedenen Amphibolit- und Gabbrovarietäten gab PAVLOVIĆ die Gewißheit, daß als Ausgangsprodukt ein chemisch recht gleichartiges gabbroides Magma zu gelten habe.

KISPATIĆ (Zitat HIESSLEITNER) betrachtete einen Teil der Amphibolite in Begleitung der bosnischen Serpentinzone als syngenetisch-primäre Glieder der magmatischen Peridotit/Gabbro/Diabas-Gruppe.
Auf Grund von Lagerungsverhältnissen und petrographischen Befunden, konnte er sich mit einer besonderen Stellung dieser Amphibolite als hochkristalline Schiefer nicht abfinden.

HIESSLEITNER hält verschiedene Entstehungsmöglichkeiten der Grenzamphibolite für möglich. Als entscheidend für die Entstehungsweise

der Amphibolite seien immer die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse anzusehen.

Nicht stets läge am Balkan ein hochmetamorpher Gabbro oder Pyroxenit vor, während primär magmatischer Hornblendit schon durch mäßige metamorphe Überprägung zu Amphibolit werden könnte.

Hinweise für magmatische Entstehung sieht der Autor in dem gleichzeitigen Nebeneinander von Amphibolit, frischem Pyroxenit oder Gabbro in Zonen einheitlicher Tektonik und Metamorphose. Klare Grenzen am Gabbro/Amphibolit-Kontakt ohne Übergänge oder tektonische Trennungsfugen, auch Grenzfelsbildungen an metamorph unverändertem Peridotit ohne Zwischenschaltung von Gabbros sprächen für magmatische Abstammung.

Wenn auch die Grenzbereiche der Peridotitmassive tektonischer Beanspruchung stärkstens ausgesetzt seien, so könnte dadurch nicht geklärt werden, wieso - bei orthometamorpher Deutung der Amphibolite - ein so bedeutender metamorpher Hiatus aufrisse.

Da Chlorit und Epidot in die Reihe magmafähiger Mineralien aufgerückt und primäre Paralleltexturen nach HUTTENLOCHER durchaus möglich seien, wenn das Magma unter Pressung intrudierte, sei eine primär magmatische Entstehung der Amphibolite durchaus möglich.

Auch für die Eklogite (Granatpyroxenite) der bosnischen Serpentinzone liegt nach HIESSLEITNER der Schluß auf magmatische, metamorph wenig veränderte Entstehung nahe.

Nach ESKOLA und BACKLUND läßt die hohe Dichte eklogitischer Gesteine hohen Druck bei ihrer Entstehung als mitbeteiligt erscheinen, der aber nicht nur durch Tiefenmetamorphose in der Katazone, sondern auch in Streßzonen erreicht werden kann.

Zu den hier referierten genetischen Ausführungen kann ich ohne größere Felderfahrung kaum Stellung nehmen. Für den SW-Zlatibor jedoch glaube ich mit Sicherheit 'orthometamorphe' Entstehung der amphibolitischen Gesteine annehmen zu können.

Gestützt wird diese Auffassung durch die Anwesenheit von noch relativ frischem gabbroiden und dioritischen Gesteinsmaterial. Auch in Gabbro- und Dioritamphiboliten mit höherem Metamorphosegrad läßt sich an Reliktstrukturen die orthometamorphe Abkunft belegen. Proben, in denen das Primärgefüge vollständig ummineralisiert wurde, sind verhältnismäßig selten.

Schließen wir die granatführenden Pyroxenamphibolite vorerst aus, so ist westlich der Trennungsfuge von Ost- und Westmassiv die Transformationsdifferenz der gabbroiden und dioritischen Gesteine und ihrer Abkömmlinge nicht so übermäßig groß. Die Unterschiede mögen in der mehr oder weniger starken Streßmetamorphose der peridotitischen Hüllgesteine, die besonders in den peridotitferneren Randpartien angreifen konnte, ihre Erklärung finden.

Ob die Druckbeanspruchung in dislozierenden Bewegungen des Massivs

selbst ihre Ursache hat, oder aber, ob der Ophiolith als starre Masse in seinen Randpartien unilaterale Streßwirkung pufferartig abfing, soll hier nicht diskutiert werden.

Die feldspatarmen, pyroxenreichen Grenzamphibolite möchte ich, auf Grund mineralogischer und struktureller Ähnlichkeiten, in nächste Nachbarschaft feldspathaltiger Pyroxenite stellen und genetisch enger mit den Peridotiten verknüpfen. Dafür spricht auch ihre lagerungsmäßig enge Beziehung zu den Peridotiten im Liegenden der uralitischen Saussuritgabbros.

Primär handelte es sich bei diesen Gesteinen mit Wahrscheinlichkeit um reine Pyroxen/Feldspat-Gefüge (mitunter auch feldspatarm bis -frei), in die durch Mineralum- und Neubildung Hornblende und Granat eintrat.

Der Granat ist möglicherweise durch Vereinigung von Feldspat und Pyroxen (Hornblende ?) entstanden und später in den kelyphitischen Randsäumen unter Stoffaustausch mit den Nachbarmineralien regressiv in die gleichen Produkte zerfallen.

V. TEKTONIK UND SEDIMENTATION

(GESAMTZUSAMMENFASSUNG)

Die Zlatibor-Ultramafitmasse bildet nach den Vorstellungen von AMPFERER und HAMMER u.a. einen flachen lakkolithischen Großkörper, der mehr oder weniger konkordant in ein sedimentäres, vermutlich paläozoisches Verbandsgestein eingeschaltet ist. Alle Vorstellungen über Raumform und Mächtigkeit der Ultrabasite sind jedoch rein spekulativ, da die Unterlage der Grüngesteine bisher nirgends erschlossen wurde.

In seinem Westteil wird der Ultramafitkörper durch eine dinarisch streichende, von jüngeren Sedimenten ausgefüllte Depressionszone in einen östlichen und einen westlichen Massivteil getrennt. Während das Ostmassiv größtenteils aus lherzolithischen Peridotiten aufgebaut ist, treten im Westmassiv auch gabbroide, dioritische und amphibolitische Ultramafite in erheblicher Flächenausdehnung zu Tage.

Vermutlich sind aber diese nichtperidotitischen Ophiolithe auf die oberflächennahen Massivteile beschränkt und werden von Peridotiten unterteuft, die im Untergrund noch mit gleichartigen Gesteinen des Ostmassivs in Verbindung stehen.

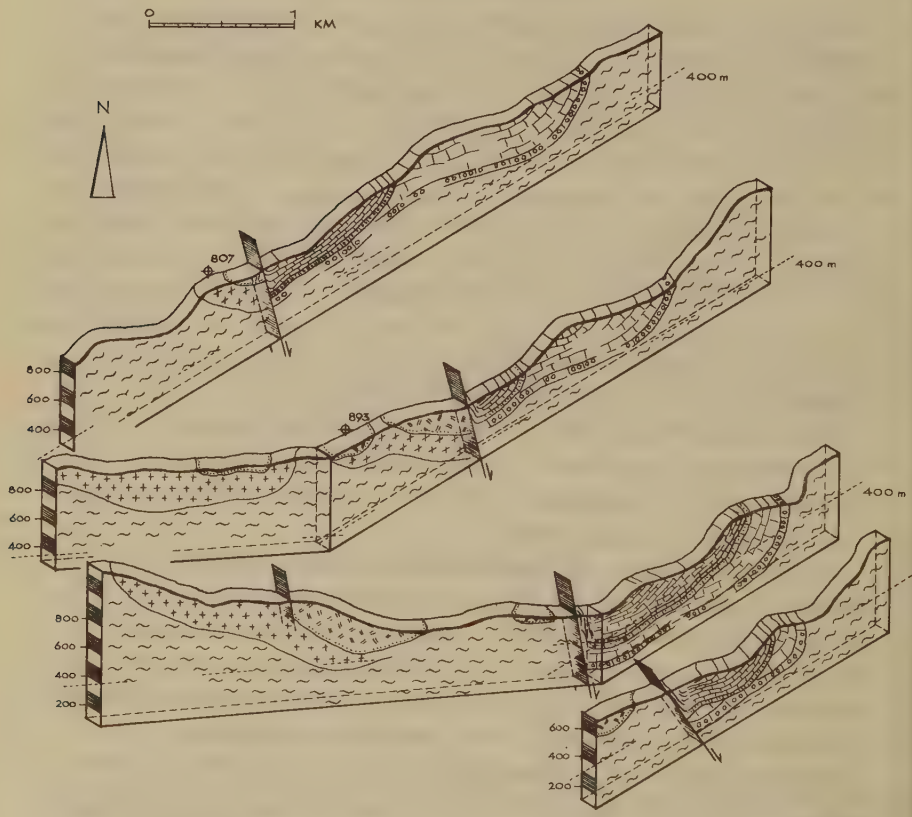
Im Arbeitsgebiet von KÜCHMEISTER/ERNST taucht das Westmassiv mit mäßiger Neigung nach SE ab und wird südlich des Limtales fast vollständig von Sedimenten überdeckt. Nur mehrere zungenförmige Ausläufer des Massivs greifen noch über den Fluß hinüber, so daß die Vorstellung eines Weiterstreichens des Ophiolithkörpers in Richtung der ehemaligen SHS-Geosynklinale nicht unbegründet erscheint.

Gestützt wird diese Auffassung durch die Einschaltung von Diabasen und Diabastuffen in die sedimentäre SHS-Fazies; die Diabasvorkommen scheinen sich im allgemeinen auf den regionalen Verbreitungsraum der unterteufenden Ultramafite zu beschränken (PAVLOVIĆ u.a.).

Senkrecht zur Streichrichtung des ehemaligen SHS-Troges dagegen dürfte das Massiv, mit Annäherung an das Paläozoikum, nach kürzerer Erstreckung sein primäres Ende finden. Es wird vermutet, daß das Massiv hier unter der SHS-Bedeckung an das paläozoische bosnische Schiefergebirge anstößt.

Der Grenzkontakt ist im SW-Zlatibor jedoch nicht erschlossen, eine schmale Zone paläozoischer Hüllgesteine wurde aber von AMPFERER & HAMMER, PAVLOVIĆ, MILOVANOVIĆ u.a. aus anderen Gebieten des Zlatibor bekannt gemacht und darf als Hinweis für das paläozoische Alter der Ultramafite gewertet werden.

PROFILKARTE DES KREIDE/TERTIÄR-BECKENS VON BJELO-BRDO UND SEINES RAHMENS



GEOLOGISCHE ZEICHEN :

- PERIDOTIT / SERPENTIN
- GABBRO UND DERIVATE
- SCHIEFERHORNSTEINSERIE
- KREIDE
- TERTIÄR
- TRANSGRESSIONSKONGLOMERAT
- DISKORDANZ

Abb. 2

Der eigentliche Kern des südwestlichen Massivteils ist wie das Ostmassiv aus überwiegend lherzolithischem Peridotit gebildet. Randlich wird er von ursprünglich gabbroider bis dioritischer Hüllfazies umgeben und überkleidet. Es wird vermutet, daß Gabbro und Diorit nicht in Form von Batholithen oder Trichterplutonen intrudierte, sondern daß eine Art schalenartiger Lagenbau mit nichtperidotitischen Ultramafiten in der Massiv-Außenzone vorliegt (vgl. Profilkarte, S.86). Die Annahme einer lagenweisen Aufeinanderfolge kann an verschiedenen Profilen im Zubač-,Uvac- und Limtal bestätigt werden.

Durch Dislozierung des Massivs selbst, oder bei Autochthonie durch randlich angreifende Streßbeanspruchung, wurde die gabbroide und dioritische Hüllfazies der Peridotite,offenbar namentlich in den randnäheren Partien, zu teils kristalloblastisch,teils kataklastisch geschieferten Amphiboliten transformiert. Reliktstrukturen lassen aber gewöhnlich noch die primären Muttergesteine erkennen.

Nicht selten fanden auch in den Übergangszonen verschiedener Ophiolithvarietäten Bewegungen statt, so daß sich z.B. zwischen frischen Peridotit und Hüllserie eine Zone mit stärkerer Serpentinisierung einschalten kann. Gewöhnlich fingen aber die nichtperidotitischen Randophiolithe die mechanischen Beanspruchungen, denen das Gesamtmassiv ausgesetzt war, pufferartig ab.

Die mikropetrographische, in Zweifelsfällen auch röntgenographische Untersuchung der Gesteine ergab eine reich differenzierte Ausbildung der gabbroiden und dioritischen Hüllfazies. Teils sind die Hüllgesteine durch scharfe Grenzen getrennt, teils entwickeln sie sich in Übergangs- und Mischzonen auch auseinander. Alle Varietäten können aber in lagerungsmäßig enger Verwantschaft den Peridotit im Sinne fazieller Verzahnungen überdecken.

Eine gewisse Ausnahmestellung nehmen granatamphibolitische Gesteine ein, die zwischen den Peridotiten und uralitischen Saussuritgabbros (Siróva Gora) eine besondere Zone aufbauen. Vielleicht sind sie, auf Grund ihrer lagerungsmäßigen und petrographischen Verwandtschaft, als primäre feldspathaltige Pyroxenite genetisch enger mit den Peridotiten zu verknüpfen.

Die nichtperidotitischen Ultramafite blieben besonders in den tiefer versenkten und in den Peridotit eingefalteten Massivpartien des SW-Zlatibor vor der Erosion verschont. Wie weit jedoch die basische Hüllserie ehemals auf den Peridotitsockel übergegriffen hat, ist schwer auszusagen. Jedenfalls ruht die Schieferhornsteinserie den

Peridotiten nur selten unmittelbar auf; gewöhnlich ist sie von diesen durch die ophiolithische Hüllfazies getrennt (vgl. Profilkarte).

So besteht beispielsweise die unmittelbare Unterlage des rd. 20 qkm bedeckenden SHS-Streifens nördlich des Lim nur zum kleineren Teil aus peridotitischen Gesteinen. Aus den randlich herauskommenden Ophiolithpartien, sowie aus einigen im Zentrum fensterartig aufbrechenden oder aber in die SHS eingeschuppten Ophiolithvorkommen ist auf gabbroide Gesteine am Grenzkontakt Ultrabasit/SHS zu schließen.

Daraus folgt, daß vor Ablagerung der Schieferhornsteinserie, in einer von verschiedenen Autoren vermuteten permisch-untertriadischen Abtragsperiode, die postophiolithische Abrasion nicht bis auf den Peridotitsockel herabgegriffen haben kann. Der erosive Abtrag von Ultramafitmaterial kann also nur wenig intensiv gewesen sein, so daß auch keine aufgearbeiteten Abschwemmprodukte in die basale SHS gelangten.

Obgleich die Schieferhornsteinserie - abgesehen von tektonischen Unterlagerungen - in allen Fällen die Grüngesteine überdeckt, konnten echte transgressive Anzeichen mit Entwicklung eines basalen Konglomerats nirgends mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Konglomeratähnliche Gesteine in der Grenzzone Ophiolith/SHS am Kovljac erwiesen sich als Agglomerate von tuffmagmatogener Abstammung.

Auch in höheren Teilen der Schieferhornsteinserie fanden sich Ophiolithgerölle nur in einem Konglomerat bei Bojanica, wo es offenbar, infolge schwellenartiger Heraushebung, zur Aufarbeitung von Ultramafit und älterem SHS-Material gekommen ist.

Bei erosiv abgetragenen Peridotitserpentinen müssen zwar grundsätzlich schlechte Verfrachtungs- und Erhaltungsbedingungen in Erwägung gezogen werden; keinesfalls gilt dies jedoch für dioritische und gabbroide Gesteine, die - gemäß ihrer größeren Stabilität - auch weitere Transportstrecken überdauern mußten. Weitergehende Verfrachtung wird aber schon auf Grund der auffälligen Bindung der SHS-Fazies an den Verbreitungsraum der Ultramafite unwahrscheinlich.

Am Grenzkontakt Ophiolith/SHS kann es zwar durch die tektonische Mobilität der Grüngesteine zu einer mechanischen Überarbeitung und Verwischung der ursprünglichen Schichtgrenzen gekommen sein, trotzdem ist im Großen und Ganzen eine transgressive Abtragung und Aufarbeitung von Ophiolithmaterialien anzuzweifeln, und es wird eine plötzliche Einsenkung des SHS-Troges und schnelle Auffüllung aus den angrenzenden Hochgebieten vermutet.

Bestätigt wird diese Annahme durch die schlechte Zurundung und Klassifikation der Mineralkomponenten in der basalen Sandsteinserie, die rasche Sedimentation beweisen.

Mikropetrographisch konnte die Frage nach dem Herkunftsgebiet der Sandsteine nicht gelöst werden, nach der Komponentenanalyse ist auf einen feldspatreichen Nährboden und auf das Vorhandensein saurer Massive im Einzugsgebiet zu schließen. Möglicherweise sind - PILGER folgend - noch unbekannte Schwellengebiete als Lieferraum in Betracht zu ziehen. Im SHS-Trog selbst haben wohl keine herausragenden Geantiklinalzonen bestanden.

Zur Altersdatierung der liegenden Schieferhornsteinserie konnte kein bindender Beitrag geliefert werden. Wenn sich eine von vielen Autoren im Zlatibor-Randgebiet angenommene Altersgleichheit mit der Werfener Sandsteinserie bestätigt, muß auf Grund der abweichenden Mineralassoziationen und Transportbedingungen beider Sandsteinfazies auf zwei Liefergebiete von unterschiedlichem minerogenen Aufbau geschlossen werden.

Die höhere Schieferhornsteinserie ist durch zunehmende fazielle Variationsbreite ausgezeichnet; neben der anhaltenden Sandsteinzufuhr kam es zur verstärkten Entwicklung von Kalken, Tonen und Hornsteinen. In Breccien und Konglomeraten, die für unruhige Sedimentation und Bewegungen des Meeresbodens sprechen, wurde älteres SHS-Material erneut mobilisiert.

Die in die SHS eingeschalteten Diabase sind vorzugsweise an die tektonisch beweglichen Randbezirke des Ultramafitmassivs geknüpft, in denen Mobilisation und Aufstieg der Magmen offenbar erleichtert wurde. In Bezug auf die ehemalige SHS-Geosynklinale sind die Diabase wohl überwiegend als Flankenbildungen anzusprechen, da entweder die rasche Absenkung des Troges das Aufreißen von Spalten begünstigte, oder bei der von HIESSLEITNER angenommenen Hebung der Randbezirke (relative Senkung des Beckens) die tektonischen Bewegungsbahnen den Magmenaufstieg förderten.

Sehr bezeichnend ist die enge Verknüpfung der Diabase mit glimmerführenden Hornsteinen. Diese Gesteine werden als metasomatische Grenzfelsbildungen gedeutet und lassen intrusiven Charakter der Diabase mit spezifischer Knüpfung an Schieferton- oder Mergelschieferfazies vermuten.

Andererseits deutet die Anwesenheit pyroklastischer Auswurfprodukte auch auf effusive Entstehung mancher Diabase hin. Tuffe und Tuffite waren nach den mikropetrographischen Befunden offenbar keine Sel-

tenheit in der Schieferhornsteinserie.

Nach längerer Ruhezeit erfuhr das von Sedimenten der Schieferhornsteinserie nur noch teilweise überdeckte ultrabasische Massiv in einer präoberkretazischen Abtrags- und Faltungsperiode seine wesentliche tektonische und erosive Ausgestaltung. Der erste der alpidischen orogenen Zyklen, von AMPFERER & HAMMER, PILGER u.a. für austrisch gehalten, schob die SHS gemeinsam mit ihrer ophiolithischen Unterlage zu vermutlich quer dinarisch streichenden Falten zusammen. Neben der SHS verdankt auch ein Teil der nichtperidotitischen Grüngesteine ihre Erhaltung auf dem Massiv der Einsenkung in den Peridotitsockel.

Wahrscheinlich kam es - ebenfalls schon präoberkretazisch - zu Bewegungen von Ost- und Westmassiv gegeneinander. Die Trennfuge zieht, in kennzeichnender Weise von gabbroiden Gesteinen begleitet, in ± dinarischer Richtung von Priboj/Uvac im S,am Westrand der oberkretazisch-tertiären Ablagerungen entlang nach NW (vgl. Strukturkarte S. 91).

Ungewiß bleibt, ob es sich bei dieser das Massiv zerschneidende Störungszone um eine alt angelegte Sutur handelt, die schon von den Gabbros als Intrusionsspalte benutzt wurde, oder ob die physikalisch abweichenden Eigenschaften der ophiolithischen Gesteine in Ost- und Westmassiv sekundär zur Ausbildung von Bewegungsbahnen Anlaß gaben.

Jedenfalls scheint das Ostmassiv im Vergleich zum Westmassiv relativ gehoben zu sein. Die Hochlage des Ostmassivs mag die erosive Entfernung der Schieferhornsteinserie und des größten Teils der gabbroiden Hüllserie bedingt haben. Der Peridotitsockel des Westmassivs wird dagegen noch in weiter Erstreckung von nichtperidotitischer Ophiolithfazies und Schieferhornsteinserie überkleidet. Die Erhaltung der großen zusammenhängenden SHS-Decke nördlich des Lim wird zudem durch das südöstliche Abtauchen der Ophiolithunterlage begünstigt.

Das tropische bis subtropische Klima der präoberkretazischen Festlandsperiode schuf über den von jüngeren Deckgesteinen entblößten Ultramafiten eine tiefgreifende Verwitterungskruste. Reste der fossilen lateritischen Bodenprofile mit typischen Silici/Ophit-Bildungen blieben am Westrand der Ostrelj Planina unter den Kreidesedimenten erhalten und wurden erst in jüngster Zeit im Prijevorac-Tal durch Lateralerosion aufgedeckt.

Das anfangs in beckenartigen Senken des Ultramafitmassivs transgredierende Kreidemeer arbeitete Teile der Limonit/Hornstein-Kruste

STRUKTURKARTE DES KREIDE-TERTIÄR-BECKENS VON BJELUSINE-BJELO BRDO UND SEINER UMRANDUNG

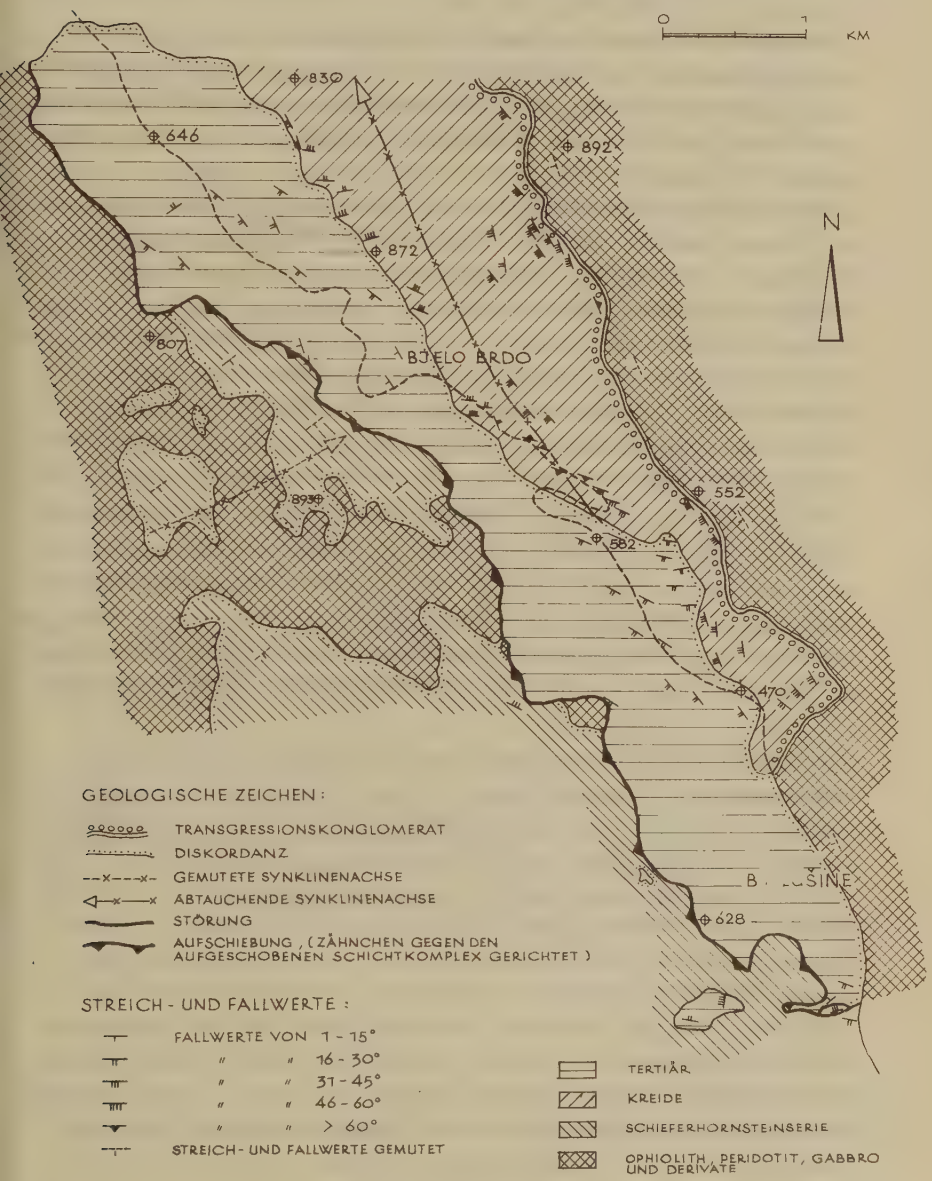


Abb. 3

der Serpentinzersetzungsschicht auf und schuf Konglomerathorizonte mit flözartigen Erzkonzentrationen, die im SW-Zlatibor noch über den ehemaligen Nährboden gebreitet sind.

Die nach kurzfristigem, ruhigen Sedimentationsverlauf erneut einsetzenden sandigen und konglomeratischen Bildungen verraten durch ihre abweichende Geröllführung einen Wechsel des Liefergebietes; Milchquarze, auch Pflanzen- und Braunkohlenschmitzen sind für diese Ablagerungen charakteristisch.

Die Flachseenatur des Kreidemeeres bleibt auch in der höheren Gosau erhalten und wird durch die üppig entfaltete Gastropodenfauna und oolithische Kalke belegt. Kalkkonglomerat-Horizonte sprechen für Bewegungen, vielleicht auch zeitweise Heraushebungen des Meeresbodens.

Ungewiß bleibt, ob während der gesamten Oberkreidezeit in der näheren oder weiteren Umgebung herausragende Ultramafithochgebiete bestanden haben (Zlatiborinsel). Jedenfalls werden Kieselsäure, Eisenlösungen und Abschwemmprodukte der lateritischen Verwitterungskruste aus der engeren Nachbarschaft in die basale Kreideserie eingeliefert.

Postgosauisch-präoligozän, in der zweiten von PILGER, LEDEBUR u.a. laramisch oder pyrenäisch datierten alpidischen Faltungsperiode, wurden die Kreideschichten in einer dinarisch streichenden Synkline zusammengepreßt. Offenbar steht der Zusammenschub der Gosauablagerungen bei Bjelo Brdo mit gleichsinnigen Verbiegungen der Ophiolithunterlage in Zusammenhang und zeichnet präoberkretazisch angelegte Strukturen nach.

Durch nördlich des Arbeitsgebietes von LÓCZY u.a. beobachtete kreuzstreichende Strukturen wird die Lagerung der Kreideschichten, vorwiegend auf dem westlichen Muldenflügel, beträchtlich modifiziert.

Die ehemals regional verbreiteten Kreidesedimente blieben infolge ihrer Einsenkung in das Massiv nur in der Bjelo Brdo/Mokra Gora/Rzav-Senke vor der Erosion verschont; alle übrigen Massivpartien wurden während der präoligozänen Abtragsperiode weitgehend von der auflagernden Kreide blankgefegt, so daß in die tertiäre Binnensenke von Bjelušine-Bjelo Brdo zunächst vorwiegend ophiolithische Abschwemmprodukte eingeschottert wurden. Über die nur lokal verbreiteten Basiskonglomerate begannen sich Seebecken auszubreiten, deren zunächst noch sumpfige Bildungen durch etwas tiefere Stillwasserfazies mit Süßwasserkalken und -mergeln abgelöst werden.

Die reiche Beteiligung von Silexgesteinen, besonders in der basalen Serie mag ihre Erklärung in der Mobilisation von Verwitterungslösungen in den herausragenden Peridotitgebieten finden.

Die postmiozäne, epirogene Dinaridenhebung brachte die Süßwasserbecken zur Verlandung. In engem Zusammenhang mit der Heraushebung stehen Bruchschollenbewegungen im Verbreitungsraum der neogenen Sedimente sowie eine posthume Wiederbelebung der Suturlinie zwischen Ost- und Westmassiv. Entlang der dinarisch gerichteten Störungslinie werden die tertiären Schichten gemeinsam mit ihrer Unterlage einseitig schräggestellt.

Mit südwestlich gerichteten, allmählich verflachenden Fallwerten tauchen die Süßwasserschichten scheinbar unter den Ophiolith/SHS-Komplex ab. An der Bruchstufe kommt es zu oszillierenden Bewegungen der beiden Massivteile gegeneinander, bei denen die tertiären Sedimente teilweise aufgeschleppt werden. Auch kann das Westmassiv, besonders im südlichen Teil des Neogenbeckens, auf das Tertiär aufgeschuppt werden. Die in der Grenzzone nördlich und südlich des Zubač unter der SHS emporspießenden kleineren Serpentin- und Gabbrovorkommen mögen ebenfalls - neben der Erosionswirkung des Flusses - den Bewegungen der beiden Massivteile ihr Zutagetreten verdanken.

Nach SE läßt sich die markante Störungslinie wahrscheinlich noch über die Ortschaften Priboj/Uvac hinaus bis zur Bistricamündung, westlich der Zlatar Planina, weiterverfolgen. In diesem Abschnitt dürfte der Lim die vorgezeichnete Strukturlinie zur Anlage seines Flußbettes benutzt haben.

An drei Lokalitäten im SW-Zlatibor, bei Prelac, Uvac und Prebidoli, treten gegen SW gerichtete Überschiebungen auf (vgl. MILOVANOVIĆ, KÜCHMEISTER); unklar bleibt, ob diese Überschiebungen mit dem Einbruch der tertiären Schichten bei Bjelusine-Bjelo Brdo in Verbindung stehen. Vielleicht handelt es sich bei den Aufschuppungen am SW-Rand des Neogenbeckens nur um rückläufige Ausgleichsbewegungen.

VI. BEMERKUNGEN ZUR GESTEINSKARTE UND GESTEINSSCHLIFFVERZEICHNIS

Als topographische Unterlage für die Gesteinskarte diente uns zunächst die Kopie eines altösterreichischen Kartenblattes im Maßstab 1:25 000, dessen Genauigkeit zu wünschen übrig ließ. Eine fotografische Ausschnittsvergrößerung einer deutschen Heereskarte aus dem Jahre 1943 im Maßstab 1:50 000, Blatt Priboj, die den natürlichen Gegebenheiten etwas eher gerecht wurde, konnte im Jahre 1956 nur noch teilweise durch Neubegehung ausgewertet werden. Die übrigen Grenzen wurden mit größtmöglicher Genauigkeit übertragen.

Berichtigungen : Das kleine, im Unterlauf des Uvac, nördlich der Eisenbahnstation Uvac, im Hangenden der Peridotitserpentine (G 83) gelegene Gabbrovorkommen der Höhe 532 wurde versehentlich mit massiver roter Signatur als 'Diabas' angelegt.

Außerdem wurden die roten Horizontallinien (Signatur für Amphibolitgabbros) in dem SHS-Sandsteinrelikt südwestlich Bjelo Brdo (G 11) fehlerhaft eingezeichnet; das gleiche gilt für die durchgehenden blauen Horizontallinien (Signatur für Kalkkonglomerate der SHS) auf dem Höhenrücken, der die beiden vom Hp. 885 bei Bojanica herabziehenden Täler trennt.

Bei den Jurakalken handelt es sich um die drei kleinen zwischen den Ophiolithen von Gornje Polje (G 84,121) und dem NW-Rand des Bić eingezeichneten Kalkvorkommen.

Das mit massiver roter Diabas-Signatur versehene Vorkommen von Oraŝac (G 46), nordöstlich Mioće ist ein flächenhaft verbreiteter Diabasbomben-Tuff.

Tektonische Strukturelemente wurden in der Gesteinskarte unberücksichtigt gelassen, ihre Lage wird für das südliche Gebiet aus der Arbeit KÜCHMEISTER ersichtlich. Für das eingehender von mir bearbeitete nördliche Gebiet wurden eine Struktur- sowie eine Profilkarte beigefügt (S.86 resp. S. 91).

Bei der Zeichnung der Profilkarte wurde die Profilgrundlinie gleichzeitig als 100 m - Isohypse in der Karte verwandt. Senkrecht zur Grundlinie wurden die Höhenpunkte aufgetragen.

Die Profile sind weder überhöht noch verzerrt und zeigen dementsprechend auch die normalen Fallwinkel der Schichten. An den Endpunkten wurden die Profile senkrecht zur Blickrichtung abgeschnitten.

Die auf der Gesteinskarte eingezeichneten Zahlen sind die Proben- und Gesteinsschliffnummern des im Text diskutierten Aufsammlungsmaterials.

In Gebieten, in denen die Entnahmestellen verschiedener Proben einander nahe benachbart sind und bei sehr kleinen Vorkommen, greift die Gesteinsschliffnummer nur mit einer Ecke in den betreffenden Gesteinskomplex hinein. Bei Serienschliffen wurde zusammengefaßt.

Nachfolgendes Gesteinsschliffverzeichnis soll der kurzen Information über petrographische Besonderheiten des Aufsammlungsmaterials dienen und durch ungefähre Lokalitätsangaben eine rasche Auffindung gewährleisten.

PALÄOZOIKUM

1.	Quarz/Lydit-Konglomerat	südwestlich Sutjeska
2.	Quarzsandstein	dgl.

WERFENER SCHICHTEN

3.	Roter Sandstein, mittelkörnig	südlich des Tmor
4.	dgl.	südlich Sutjeska Dolina
5.	dgl.	nördliches Bić-Vorland
6.	dgl.	dgl.
7.	dgl.	dgl. bei Dolaši
8.	Gelber Kalksandstein	dgl.

SCHIEFERHORNSTEINSERIE

Sandsteine und Konglomerate

9.	Gelbgrüner Sandstein, mittelkörnig	nordwestlich Bjelo Brdo
1o.	dgl.	westlich Bjelo Brdo
11.	Grüner Sandstein, feinkörnig	südwestlich Bjelo Brdo
12.	Gelbgrüner Sandstein, mittelkörnig	westlich Bovan bei Bjelušine
13.	Gelbgrüner Sandstein, feinkörnig	südwestlich Bovan
14.	Heller Sandstein, mittelkörnig, tuffreich	dgl.
15.	Gelbgrüner Sandstein, feinkörnig	Kula westlich Mioće
16.	Brauner Sandstein, feinkörnig allochthone 'Kugel' im Bachbett	Jelići westlich Uvac
17.	Gelbgrüner Sandstein, feinkörnig	südöstlich Rudo
18.	Heller Sandstein, feinkörnig	Koviljac östlich Rudo
19.	Grüner, dichter Sandstein	Živinica östlich Sutjeska
2o.	Gelbgrüner Sandstein, mittelkörnig	Nördliches Bić-Vorland bei Mokronoge
21.	Grüner Sandstein, grobkörnig reich an Tonschiefern	Kutlovac westlich Uvac
22.	dgl., konglomeratisch	dgl.
23.	Grünes Konglomerat, feinkörnig, kalkführend, kataklastisch	Eisenbahnstation Uvac

Kieselgesteine

24.	Rotbrauner Hornstein	Südwestlich Bjelo Brdo
25.	Blauschwarzer Hornstein	südlich Zubač Potok
26.	Schwarzbrauner Schieferhornstein, tuffführend	dgl. bei Brajkovac
27.	Rotbrauner Hornstein, Diabasgrenzfels	Kutlovac westlich Uvac
28.	Blaugrauer Kieselschiefer	Zlatari südlich Rudo
29.	Rotbrauner Hornstein, reich an Radiolarien	östlich der Sutjeska Dolina
3o.	Rotbrauner Hornstein, Diabasgrenzfels	Stražbenica bei Ustibar
31.	dgl.	Westlich Sastavci, Ustibar Rijeka

Kalke und Schiefer

32.	Weßer Kalk, marmorisiert	Koviljac südöstlich Rudo
33.	Grauer, dichter Kalk	Plema nordwestlich Uvac
34.	Weißer Kalk, marmorisiert am Diabaskontakt	westlich Uvac bei Jelići
35.	Roter, dichter Kalk, erzreich, mit hydrothermalem Chlorit	Gornje Polje bei Ustibar
36.	dgl.	dgl.
37.	Grauer, dichter Kalk	Sutjeska Dolina
38.	dgl.	dgl.
39.	Rotgrauer Kalk mit Foraminiferen	Stupovi westlich Ustibar R.
40.	Grauer Kalk, schichtig (Jura)	Ustibar
41.	Fester, grüner Tonschiefer	östlich Mioće bei Kula
42.	Roter Schieferton	südwestlich Bjelo Brdo

Diabastuffe und Tuffite

43.	Grünes Lapilliagglomerat, allochthone 'Kugel' im Bachbett	Osoje, südlich Zubač Potok
44.	Grüner Tuffsand, unrein	Brajkovac, südlich Zubač P.
45.	Grüner Tuff, massig	westlich Bjelušine bei Krstac
46.	Bombentuff	Nordöstlich Mioće bei Orašac
47.	Grünes Lapilliagglomerat	Koviljac östlich Rudo
48.	Grüner Tuffsand, geschichtet	dgl.
49.	Roter Tuffsand, massig	Gornje Polje bei Ustibar
50.	Buntes Lapilliagglomerat	nördliches Bić-Vorland, Mokronoge
51.	Gelbgrüner Kalktuffit, teils dicht, teils körnig, fossilführend	dgl.
52.	Grobes Lapilliagglomerat, in umgelagerten SHS-Konglomeraten	Bojanica südwestlich Ustibar
53.	Kalktuffit mit grünem Lapilli umgelagert in SHS-Konglomeraten	dgl.
54.	Roter Thecosmilienkalk, tuffführend mit Foraminiferen	dgl.
55.	Fossilführender, roter Kalktuffit mit Foraminiferen	Stupovi südwestlich Ustibar
56.	dgl.	dgl.

KREIDE

Basisschichten

57.	Rotbrauner, lateritischer Hornstein, autochthone Altfläche	Prijevorac Potok östlich Bjelo Brdo
58.	dgl.	dgl.
59.	dgl., transgressiv aufgearbeitet	dgl.
6o.	Braunes Bohnerz	dgl.
61.	dgl.	dgl.
62.	dgl.	dgl.
63.	Gelber Quarzsandstein, grobkörnig, mit Limonitgeröllen	dgl.

Glauconienschichten

64.	Graubrauner, dichter Kalk	südöstlich Bjelo Brdo
65.	dgl.	östlich Zubač
66.	Ockergelber Kalk, fossilreich	nördlich Bjelušine
67.	dgl.	südwestlich Bjelušine

TERTIÄR

68.	Ophiolithreiche Basiskonglomerate	südwestlich Bjelušine
69.	Gelbe, dichte Silexgesteine	dgl.
70.	Gelbweißer Mergelkalk	südlich Bjelo Brdo am Han Omarine
71.	dgl.	nordwestlich Bjelušine bei Bovani

OPHIOLITHE

PERIDOTITE

72.	Lherzolith	Zavrsje südwestlich Varda Rešića
73.	dgl.	dgl.
74.	Pyroxenperidotit-Breccie in Magnesitzement	Obla Planina nördlich Rudo
75.	Pyroxenperidotit, serpentinisiert, mit Chlorit und Amphibol	Koviljac östlich Rudo
76.	Pyroxenitschlieren in Lherzolith	Cikote östlich Rudo
77.	Lherzolith	dgl.
78.	Dunitischer Peridotit mit Chromitschlieren	Oskoruša nordöstlich Mioće
79.	Pyroxenperidotit stark serpentinisiert	südlich Zubač Potok
8o.	dgl.	Krstac westlich Bjelušine
81.	dgl.	dgl.
82.	Serpentinbreccie	nördlich Uvac bei Plema
83.	Pyroxenperidotit, serpentinisiert	Eisenbahnstation Uvac
84.	dgl.	Stražbenica bei Ustibar
85.	Lherzolith	Crno Brdo nordöstlich Bjelo Brdo
86.	dgl.	Oglavine südöstlich Bjelo B.
87.	Gelbweißer Magnesit	Cikote östlich Rudo

OPHICALCITE

88.	Schwarzgrüner Ophicalcit	südlich Zubač Potok
89.	dgl.	Bojanica südwestl. Ustibar

GABBROS UND GABBRODERIVATE

Allivalite und Troktolithe

90.	Grobkörniger Allivalit	Gemeindesteinbruch von Strpci/Bjelušine
91.	Prochlorit (Grochauit) schlierenartig i. Allivaliten	dgl.
92.	Allivalit oder Troktolith Feldspäte sericitisiert	nördliches Bić-Vorland südwestlich Uvac
93.	dgl.	dgl.

Uralitische Saussuritgabbros

94.	Bytownitischer 'Gang', grüngefärbt durch Strahlstein	Ravan nördlich Sirova Gora
95.	Uralitischer Saussuritgabbro	dgl.
96.	dgl.	Sirova Gora
97.	dgl.	dgl.

98.	dgl.	südwestlich Sirova Gora
99.	dgl.	dgl.
100.	dgl., aber Plagioklase weniger stark zersetzt	südwestlich Zubač bei Brajkovac
101.	dgl.	Goli Brijeg nordwestl. Uvac

Amphibolitgabbros

102.	Amphibolitgabbro, geschiefert	südwestlich Bjelo Brdo
103.	dgl.,aber körnig	dgl. am Laniište
104.	dgl.	dgl. am Rujiski Put
105.	dgl.	westlich Bjelušine bei Dominovac
106.	dgl.	nordwestlich Uvac bei Plema

AMPHIBOLITE UND AMPHIBOLITDERIVATE

Granatführende Pyroxenamphibolite

107.	Granatführender Pyroxenamphibolit, schwarzgrün, körnig	Durkovac, nordwestlich Sirova Gora
108.	dgl.	dgl.
109.	dgl., aber grün und geschiefert	Oskoruša südöstlich Sirova Gora
110.	dgl., aber grün und körnig	dgl.
111.	dgl., aber geschiefert	dgl.
112.	dgl., grünschwarz, körnig	Cikote östlich Rudo
113.	dgl., geschiefert	dgl.
114.	dgl., grün und massig-körnig	Gornje Polje bei Ustibar

Dioritamphibolite und Amphibolitschiefer

115.	Dioritamphibolit, geschiefert	nordwestlich Rudo bei Resići
116.	dgl., aber feinkörnig	dgl., am Kraljevo Brdo
117.	dgl.	dgl.
118.	dgl., aber mittelkörnig	Staro Rudo bei Rudo
119.	dgl., aber geschiefert und silifiziert	östlich Rudo
120.	Amphibolitschiefer, gabbroide Reliktstrukturen fehlend	Kovljac südöstlich Rudo
121.	Dioritamphibolit, körnig	Gornje Polje bei Ustibar
122.	dgl., aber mittelkörnig	Bojanica südwestlich Ustibar
123.	dgl.	dgl.
124.	dgl.	dgl.
125.	Amphibolitschiefer, gabbroide Reliktstrukturen fehlend	dgl.
126.	Dioritamphibolit, körnig, in umgelagerten SHS-Konglomeraten	dgl.
127.	Amphibolit, körnig, allochthone Konglomerate in SHS (Handziegelei)	Stupovi südwestlich Ustibar

DIABASE

128.	Diabas, gelbgrün	südlich Zubač Potok
129.	Augitdiabas, grün, porphyritisch und stark zersetzt	dgl.
130.	Augitdiabas, grün, porphyritisch	Ravno Brdo westlich Bjelušine
131.	Augitdiabas, grün, ophitisch	südlich Bjelušine

132.	Diabas, grün, ophitisch, stark calcitisiert und chloritisiert	nördlich Mioće
133.	dgl.	östlich Mioće bei Kula
134.	Grüner Hornblendediabas, porphyritisch, epidotisiert	dgl.
135.	Diabasmandelstein, rot, Mandeln z.T. mit Zeolithfüllung	Jelići westlich Uvac
136.	dgl., stark chloritisiert und karbonatisiert	dgl.
137.	Diabas, grün, porphyrisch	dgl.
138.	Diabasmandelsteine, rot und grün	dgl.
139.	Diabasmandelstein, rot	Trnavci nordwestlich Uvac
140.	dgl. mit großen Calcitmandeln	Kutlovac nordwestlich Uvac
141.	Hornblendediabas, grün, ophitisch	nördlich Uvac bei Plema
142.	Augitdiabas, grün, porphyrisch	Kraljevo Brdo nördlich Rudo
143.	Diabasmandelstein, rot	südlich Rudo
144.	Augitdiabas, grün, ophitisch bis porphyrisch	dgl. bei Severin
145.	Diabas, rot	Sutjeska
146.	Diabas, grün, porphyrisch	östlich Sutjeska
147.	dgl., schwarzgrün	südlich Sutjeska bei Živinica
148.	Bunte Diabasmandelsteine, ophitisch bis porphyrisch	südwestlich Ustibar
149.	Diabas, rot, ophitisch	Okruša südwestlich Ustibar
150.	'Rhombendiabas', schwarzgrün	Olandići südlich Ustibar
151.	'Grüngestein', gabbroid bis ophitisch, stark epidotisiert	Batkovići östlich Sokolina
152.	Diabasmandelstein, gelbgrün, ophitisch	südwestlich Ustibar bei Okruša
153.	Diabas, grün, poryhyrisch	nördlich Poblamica Potok, westlich Ustibar Rijeka
154.	dgl.	dgl. bei Medurečje
155.	dgl.	dgl.
156.	Diabas, schwarzgrün, porphyrisch	Ustibar Rijeka bei Sastavci
157.	Diabasmandelstein, rot	dgl.
158.	Augitdiabas, grün, porphyritisch	südlich Sastavci an der Straße nach Plevlje
159.	dgl.	dgl.

VII. LITERATURVERZEICHNIS

ALBRECHT, J.: Paläontologische und stratigraphische Ergebnisse der Forschungsreise nach Westserbien 1918. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 99, mathem.-naturw. Klasse, S. 289-307, Wien 1924.

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Erster Bericht über eine 1917 im Auftrag und auf Kosten der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften ausgeführte geologische Forschungsreise in Nordwestserbien. - S.-B. Akad. Wiss. Wien, 126, H.9, mathem.-naturw. Klasse, S. 679-701, Wien 1917.

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Erster Bericht über eine 1918 im Auftrage und auf Kosten der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften ausgeführte geologische Forschungsreise in Westserbien. - S.-B. Akad. Wiss. Wien, 127, H.89, mathem.-naturw. Klasse, Abt.1, S. 635-668, Wien 1918.

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Ergebnisse der geologischen Forschungsreisen in Westserbien. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Klasse.

a) HAMMER : Die basischen Intrusivmassen Westserbiens. - 98, S. 11 11-43, Wien 1921.

b) HAMMER : Die Diabas-Hornsteinschichten. - 98, S. 44-56, 1921.

c) AMPFERER : Zur Tektonik und Morphologie des Zlatibormassivs. - 101, S. 361-424, Wien 1928.

ANIĆ, D.: Die oligozäne Flora von Kremna bei Užice. - (Serbisch m. dtsch. Zusammenf.) Bull. Inst. geol. Roy. Jougosl., 6, S. 155-201, Beograd 1938.

BACKLUND, H.G.: Zur genetischen Deutung der Eklogite. - Geol. Rdsch., 27,1, S. 47-61, Stuttgart 1936.

BITTNER, A.: Die Hercegovina und die südöstlichsten Theile von Bosnien. - Vgl. MOJSISOVICS, TIETZE & BITTNER, S. 187-272, 1 Profiltaf., Wien 1880.

BOWEN, N.L. & TUTTLE, O.F.: The system MgO - SiO_2 - H_2O. - Bull. Geol. Soc. America, 60, S. 438-460, New York 1949.

CIRIĆ, B.: Einige Betrachtungen über die Diabas-Hornstein Formation der Dinariden. - (Serbisch m. dtsch. Zusammenf.) Bull. Serv. géol.-géophys. R.P. Serbe, 11, S. 31-88, 1 Karte, Beograd 1954.

CISSARZ, A.: Die Stellung der Lagerstätten Jugoslawiens im geologischen Raum. - Geol. Vesnik, 9, S. 23-60, Beograd 1951.

CISSARZ, A.: Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslavien. In ihren Beziehungen zu Vulkanismus und Geotektonik - Mém. Serv. géol.-géophys. R.P. Serbe, 6, 152 S., 1 Lagerstättenkarte 1:750 000, Beograd 1956.

COLIN, H.: Vgl. HOLZER, H.F. & COLIN, H.

CORNELIUS, H.P.: Geologie der Err-Julier-Gruppe. Teil I: Das Baumaterial. - Beitr. geol. Karte, Schweiz, neue Folge, Lfrg. 70/1, Berna 1935.

CORNELIUS, H.P.: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. - (Posthum) Geol. Rdsch., 39, S. 216-221, Stuttgart 1951.

CZERMAK, F.: Zwei Eisenerzvorkommen marinsedimentärer Entstehung in Nordserbien. - Z. prakt. Geol., 33, S. 175-178, Halle 1925.

CVIJIĆ, J.: Grundlinien der Geologie und Geographie von Mazedonien und Altserbien. - Petermanns Mitt., Ergänzungsh. 162, 392 S., 1 geol. Karte, Gotha 1908.

DRESCHER-KADEN, F.K.: Über metasomatische Serpentinbildung. - Die Naturw., 42, H.11, Berlin 1955.

DITTMANN, J.: Syntheseversuche zur Metasomatose von Magnesiumsilikaten. - Hamburger Beitr. angewandte Mineral. etc., 2, S. 86-98, Berlin 1960.

ENGELHARDT, H.: Über bosnische Tertiärpflanzen. - Sitzungsber. Abh. naturw. Ges. Isis, Jg. 1883, Abh. S. 85-88, Dresden 1884.

ENGELHARDT, H.: Neue Beiträge zur Kenntnis der fossilen Tertiärflora Bosniens. - Wiss. Mitt. Bosnien u. Herzegovina, 12, S. 604, Wien 1912.

ESKOLA, P.: On the Eklogites of Norway. - Videnskabsselsk. Skr. I, 8, Kristiana 1921.

GANSS, O.: Geologie der Zlatar Planina. - Abh. dtsch. Ges. Wiss. u. Künste Prag, mathem.-naturw. Abt., H.4, 132 S., 22 Taf., 1 geol. Karte, Prag 1941.

HAMMER, W.: Vgl. AMPFERER, O. & HAMMER, W.

HARASSOWITZ, H.: Laterit. - Fortschritte Geol. u. Paläontol., 4, H.14, S. 253-566, Berlin 1926.

HENTSCHEL, H.: Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. - Neues Jb. Mineral., Abh. 82, S. 199-230, Stuttgart 1951 (1951 b).

HENTSCHEL, H.: Zur Petrographie fossiler basischer Laven und Tuffe (mit Bezug auf Gesteine des Vogelsberges und der Lahn-Dill-Mulde. - Tagungsh. 32. Jahrestagung dtsch. mineral. Ges., S. 93-102, Mainz 1954.

HESS, H.: The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos, talc, and soapstone deposits. - Econ. Geol., 28, S. 634-657, New Haven 1933.

HESS, H.: A primary Peridotite Magma. - American Journ. Science, 35, S. 321-341, New Haven 1938.

HIESSLEITNER, G.: Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. - Jb. geol. Bundesanst., Sonderbd. 1 (in 2 Teilen), 668 S., 10 Taf., Wien 1951/52.

HOLZER, H.F. & COLIN, H.: Beiträge zur Ophiolithfrage in Anatolien. - Jb. geol. Bundesanst., 100, S. 213-237, Wien 1957.

ILIĆ, M.: Die Eruptivgesteine der Umgebung von Raška. - (Serbisch m. dtsch. Zusammenf.) Geol. Vesnik, 7, S. 217-287, Beograd 1938.

JOHN, C. v.: Ueber krystallinische Gesteine Bosnien's und der Hercegovina. - Vgl. MOJSISOVICS, TIETZE & BITTNER, S. 273-296, Wien 1880.

KATZER, F.: Zur näheren Altersbestimmung des Süßwasserneogens in Bosnien. - Cbl. Mineral. etc., Jg. 1901/8, S. 227-233, Stuttgart 1901.

KATZER, F.: Geologischer Führer durch Bosnien und die Hercegovina. - Herausgegeben anläßl. 9. internation. Geol.-Kongr., Landesregierung Sarajevo, 280 S., 8 Kartenbeil., Sarajevo 1903.

KATZER, F.: Geologische Übersichtskarte von Bosnien-Hercegovina, Bl. 1, Sarajevo, 1:200 000, Sarajevo 1906.

KATZER, F.: Die fossilen Kohlen Bosniens und der Hercegovina. 2. Bd. Die oligozänen Kohlenvorkommen West-, Ost- und Südbosniens sowie der Hercegovina und die pliozänen Kohlen des ganzen Landes. - 271 S., 1 Karte 1:750 000, Sarajevo 1925

KATZER, F.: Geologie Bosniens und der Hercegovina. - (Posthum) 1.Bd., 560 S., 1 Taf., Sarajevo 1925.

KISPATIĆ, M.: Die kristallinen Gesteine der bosnischen Serpentinzone. - Wiss. Mitt. Bosnien u. Hercegovina, 7, S. 377-384, Sarajevo 1908.

KITTL, E.: Geologie der Umgebung von Sarajevo. - Jb. geol. Reichsanst., 53, H.4, S. 515-748, 3 Taf., 1 geol. Karte, Wien 1904.

KOBER, L.: Die Großgliederung der Dinariden. - Cbl. Mineral. etc., Jg. 1929, Abt. B., S. 425-437, Stuttgart 1929.

KOBER, L.: Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens. - Serbische Akad. Wiss., Sonderbd. 189, Geol. inst. Nr. 30, Beograd 1952.

KOSSMAT, F.: Bericht über eine geologische Studienreise in den Kreisen Mitrovica, Novipazar und Prijepolje in Altserbien. - Ber. sächsischer Ges. Wiss., mathem.-physik. Klasse, 68, S. 157-178, Leipzig 1916.

KOSSMAT, F.: Gebirgsbau und Landschaft im Umkreis von Novipazar (Altserbien). - Z. Gesellsch. Erdkunde, S. 49-61, Berlin 1917.

KOSSMAT, F.: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Mit einer Übersicht des dinarischen Gebirgsbaus. - In: Die Kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt in 13 Heften, 12, 198 S., 1 geol. Karte, Berlin 1924.

KOSSMAT, F.: Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. - Sitzungsber. preuß. Akad. Wiss., mathem.-physik. Klasse, 24, S. 1-20, 1 Kartenskizze, Berlin 1936.

KÜCHMEISTER, W.: Geologische Untersuchungen im Limtal zwischen Priboj und Rudo. - Diplomarbeit (unveröffentlicht), 135 S., 2 Karten, 3 Taf., Hamburg 1957.

KÜHN, O.: Das Alter des braunkohlenführenden Tertiärs von Bosnien, der Herzegowina und Dalmatien. - Cbl. Mineral. etc., Jg. 1928, Abt.B., S. 569-571, Stuttgart 1928.

LEDEBUR, K.H. Frh.v.: Stratigraphie und Tektonik Jugoslawiens zwischen Ibar und Lim. - Neues Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 85, Abt. B., S. 463-506, Stuttgart 1941.

LEHMANN, E.: Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. - Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., 2, S. 1-166, Berlin 1949.

LÓCZY, L. v.,jun.: Beiträge zur Geologie Westserbiens. - Földtani Közlöny, 115, 48 S., 1 geol. Karte 1:750 000, Budapest 1919.

LÓCZY, L. v., sen.: Geologische Studien im westlichen Serbien. - Ergebnisse der von der Orientkommission d. ungar. Akad. Wiss. organisierten Balkanforschungen, 2, Geologie, 147 S., geol. Karte 1:200 000, Prof. v. Westserbien, Novipazar u. Ostmontenegro, Berlin & Leipzig 1924.

MARIĆ, L.: Beitrag zur Kenntnis der Petrographie von Stara Raška. - Serbisch m. dtsch. Zusammenf., Glas srpske Kralj. Akad., 158, Jg. 1932, S. 145-187, Beograd 1933.

MIKINČIĆ, V.: Geološka Karta fnr Jugoslavije, Echelle 1:500 000. - Beograd 1953.

MILOVANOVIĆ, B.: Beiträge zur Geologie von Westserbien. I. Die Kreideablagerungen der Zone Mokra Gora-Rzav. - Serbisch m. dtsch. Zusammenf., Ann. géol. Péninsule Balk., 11/2, S. 132-160, Beograd 1933.

MILOVANOVIĆ, B.: Les problemes géologiques et tectoniques du Massiv de Zlatibor. - Ann. géol. Péninsule Balk., 12/2, S.24-107, Beograd 1934

MILOVANOVIĆ, B.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Zlatibormassivs (Westserbien). - Vortragsreferat, zugleich Zusammenf. von voriger, Mitt. geol. Ges. Wien, 28, 1935, S. 115-129, Wien 1937.

MILOVANOVIĆ, B.: Carte géol. d. Roy. d. Yougosl. 1:100 000, Bl. Vardište. - Ed. serv. geol. Roy. Yougosl. , Belgrad 1937.

MITROVIĆ, M.: Hrizotilni azbest u Bosanskom Petrovom Selu. - Serbisch m. dtsch. Zusammenf., geol. Glasnik, Jg. 1955, S. 199-213, Sarajevo 1955.

MOJSISOVICS, E., TIETZE, E. & BITTNER, A. mit Beiträgen von NEUMAYR, M. & JOHN, C. v.: Grundlinien der Geologie von Bosnien - Hercegovina. Erläuterung zur geologischen Übersichtskarte dieser Länder. - 322 S., 3 Taf., 1 geol. Karte 1:576 000, Wien 1880.

NEUMAYR, M.: Tertiäre Binnenmolusken aus Bosnien und der Hercegovina. - Aus MOJSISOVICS, TIETZE & BITTNER, S. 297-320, 1 Taf., Wien 1880.

NOPCSA, F. Baron v.: Zur Geologie von Nordalbanien. - Jb. geol. Reichsanst., 55, S. 85-152, 1 geol. Karte 1:1 500 000, Wien 1905.

NOPCSA, F. Baron v.: Geologische Grundzüge der Dinariden. - Geol. Rdsch., 12, H. 1/2, S. 1-19, Leipzig 1921.

NÖTH, L.: Beiträge zur Geologie von Nordmontenegro. Oberlias in der Umgebung von Pljevlja. - Klebelsberg-Festschrift geol. Ges. Wien, 48, Mitt. 1955, S. 167-191, Wien 1956.

NOWACK, J.: Beiträge zur Geologie von Albanien. - Neues Jb. Mineral. etc., Sonderbd. 1, 597 S., 5 Karten, Stuttgart 1923-1926.

OPPENHEIM, P.: Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Balkanhalbinsel. - Z. deutsch. geol. Ges., 58, S. 109-180, Berlin 1906.

PAVLOVIĆ, M.St.: Etude pétrographique des péridotites du massif de Zlatibor. - Comp. rend. Acad. Sci., 200, S. 1864-1866, Paris 1935.

PAVLOVIĆ, M.St.: Etude des Gabbros du Zlatibor. - Comp. rend. Acad. Sci., 200, S. 1949-1951, Paris 1935.

PAVLOVIĆ, M.St.: Les amphibolites du massif de Zlatibor. - Comp. rend. Acad. Sci., 200, S. 2094-2096, Paris 1935. (Alle 3 Arbeiten ref. Neues Jb. Mineral. etc., Jg. 1938/2, S. 369-371, Stuttgart 1938)

PAVLOVIĆ, M.St.: Les Roches éruptives basiques de Zlatibor (Yougoslavie) et leurs relations avec les formations cristallophylliennes et sédimentaires environnantes. - Bull. soc. franc. Mineral., 60, S. 5-137, 1 geol. Karte 1:150 000, Paris 1936. (Ref. Neues Jb. Mineral. etc., Jg. 1938/2, S. 363-368, Stuttgart 1938).

PERRIN, P. & ROUBAULT, M.: On the granite problem. - Journ. Geol., 57/4, S. 357-379, Chicago 1949.

PETKOVIĆ, V.: Prilog za geologiju Stare Raške. - Glas srpske Kralj. Akad., 125, S. 45-75, Beograd 1927.

PETKOVIĆ, V.: Contribution a la connaissance de la géologie de Stara Raška (Ancien Sandschak de Novipazar). - Glas Acad. royale serbe, 125, S. 101-176, Belgrad 1927.

PETKOVIĆ, K.: Carte geologique de Jougoslavie, Echelle 1:1 000 000, Beograd 1931.

PETKOVIĆ, K.: On the age of eruptive rocks in the inner Dinaric zone including the intrusions of ophiolite rocks. - Bull. sci. Jugoslavia, 2, Beograd 1955.

PETKOVIĆ, K.: Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. - Jb. geol. Bundesanst., 101, S. 1-24, 2 Taf., Wien 1958.

PETRASCHECK, W. jr.: Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich. - Geol. Rdsch., 48, S. 205-217, Stuttgart 1959.

PILGER, A.: Die Stellung der dinarischen Schiefer-Hornstein-Formation. - Cbl. Mineral. etc., Jg. 1939, Abt. B., S. 182-190, Stuttgart 1939 (1939 a).

PILGER, A.: Der innerdinarische Trog im Profil von Sarajevo. - Z. dtsch. geol. Ges., 91, S. 705-724, Berlin 1939 (1939 b).

PILGER, A.: Paläogeographie und Tektonik Jugoslawiens zwischen der Una und dem Zlatibor-Gebirge. - Neues Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 85, Abt. B, S. 383-462, Stuttgart 1941.

PILGER, A.: Die Stellung des Innerdinarischen Troges im alpinen Orogen. - Neues Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 86, Abt. B, S. 163-188, Stuttgart 1942.

ROEVER, W.P. de: Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale ? - Geol. Rdsch., 46, H.1, S. 137-146, Stuttgart 1957.

ROUBAULT, M.: Vgl. PERRIN, P. & ROUBAULT, M.

SCHILLER, J.: Über den Gabbro aus dem Flysch bei Višegrad in Bosnien und die Verteilung von Fe und Mg in Olivin und rhombischen Pyroxen enthaltenden Gesteinen. - Tscherm. mineral. Mitt., 24, S. 309-320, Wien 1905.

SIMIĆ, V.: Über die stratigraphische Stellung der Diabas-Hornstein-Schichten in der Nähe von Medvenik (Westserbien). - Serbisch m. dtsch. Zusammenf., Geol. Vesnik, 5, S. 91-98, Beograd 1937.

SIMIĆ, V.: Beitrag zur Geologie von Westserbien. - Serbisch m. dtsch. Zusammenf., Bull. Service géol. Roy. Jougoslavie, 1, S. 3-54, Belgrad 1932.

SØRENSEN, H.: The ultrabasic rocks at Tovqussaq, West Greenland. A contribution to the peridotite Problem. - Meddelelser om Grønland, 136/4, København 1953.

STEVANOVIĆ, S.: Mise en place du magma peridotique de Zlatibor et son influence sur les roches environnantes. - Bull. soc. franc. Mineral. etc., 70, S. 7-12, Paris 1947.

TUTTLE, O.F.: Vgl. BOWEN, N.L. & TUTTLE, O.F.

TRÖGER, W.E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - Ein Nomenklatur-Kompendium, 360 S., Berlin 1935.

TRÖGER, W.E.: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. - 147 S., Stuttgart 1952.

TUČAN, F.: Lherzolith von Kruda bei Uzice und Produkte seiner Metamorphose. - Serbisch m. dtsch. Zusammenf., Rad Jugoslav. Akad. Zagreb, 244, S. 48-73, Zagreb 1932.

ŽIVKOVIĆ, M.: Srednji Trijas na Zlataru. - Ann. géol. Péninsule Balk., 10/2, S. 84-103, Beograd 1931.

ZUJOVIĆ, J.: Les roches éruptives de la Serbie. - Ann. géol. Péninsule Balk., 3, S. 50 (131 S.), Belgrad 1924. (Ref. Neues Jb. Mineral. etc., Jg. 1925/2, S. 163, Stuttgart 1925)

Lebenslauf : Gundolf ERNST

Am 29. August 1930 wurde ich in Hamburg als drittes Kind des Geologen Dr. Wilhelm ERNST und seiner Ehefrau Elisabeth geboren. Die Grundschule (1937-1941) und die Oberschule (1941-1951) besuchte ich - abgesehen von einigen durch die Kriegszeiten bedingten Unterbrechungen - in Ahrensburg (Holstein), wohin unsere Familie 1932 übersiedelte.

Mein Vater, später zum Professor und Hauptkustos am Geologischen Staatsinstitut der Universität Hamburg ernannt, bemühte sich auf gemeinsamen Exkursionen, mir seinen Lebensberuf nahezubringen; dadurch angeregt, entschloß ich mich 1951 - nach Ablegung der Reifeprüfung - zum Studium der Geologie und Mineralogie an der Universität Hamburg. Naturwissenschaftliche Vorlesungen hörte ich hier in erster Linie bei den Herren Professoren DRESCHER-KADEN, LIETZ, KLATT, MEVIUS, REMY und VOIGT.

Im Sommersemester 1954 legte ich meine Diplom-Vorprüfung in Geologie ab. Das darauffolgende Sommersemester studierte ich an der Universität Graz, wo ich die Vorlesungen der Professoren HERITSCH, METZ und REISINGER besuchte.

Die Sommermonate der Jahre 1955/56 verbrachte ich in Jugoslawien und Kleinasien. In Bosnien wurde ich von Herrn Dr. NÖTH, Landesamt Sarajewo, für geologische Arbeiten am Zlatibor-Ultrabasitmassiv eingesetzt und sammelte während dieser Zeit die Materialunterlagen für meine Doktorarbeit. Die petrographischen Untersuchungen der Gesteinsproben wurden in den Jahren 1957/58 in Hamburg durchgeführt.

Nebenher setzte ich meine schon 1953 in der Oberkreide von Lägerdorf (Holstein) begonnenen und später auf das übrige nordwestliche Deutschland ausgeweiteten stratigraphischen und paläontologischen Untersuchungen fort.

Die mündliche Doktorprüfung legte ich am 28. Januar 1961 in den Fächern Mineralogie, Geologie und Zoologie ab; seitdem bin ich am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Bonn als Assistent angestellt.

VIII. TAFELANHANG

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN

TAFEL 1

Fig. 1 Serpentin/Kreide-Landschaft östlich Bjelo Brdo.

Blick vom Kreidekammweg südlich des Hp. 831 nach NE und N auf die Kreide/Serpentin-Landschaft des Zlatibor Gebirges. Auf der Gegenseite des auslaufenden, nach S entwässernden Prijevorac Tales steigt unter den Kreidekonglomeraten der vegetationsarme, stark zerfurchte Peridotit des Crno Brdo heraus, der an seinem Fusse noch von Erosionsrelikten der präkretazischen Landverwitterungsfläche überdeckt wird. Weiter nördlich, jenseits der Wasserscheide, biegt die SE-NW streichende Kreide/Peridotit-Grenze nach NE ab und gibt den Blick auf die dicht bewaldete Kreidekuppe der schon außerhalb des Arbeitsgebietes liegenden Tavnica frei.

Der Kreidekamm und sein nordwestlicher Abfall (Vordergrund) baut sich überwiegend aus den mergeligen Schichten des 'Glaukonienniveaus' auf, die zu einem mäßig nutzbaren Kulturboden verwittern.

Fig. 2 Landschaftspartie im Tertiärbecken von Bjelo Brdo.

Das Foto zeigt die sanft geformten, landwirtschaftlich intensiver genutzten Tertiärschichten am Bjelo Brdo-Paß von einem in der Schieferhornsteinserie unmittelbar südwestlich der ehemaligen Militärstation gelegenen Blickpunkt (Blickrichtung NE). Der südwestliche Muldenflügel des Oberkreidezuges baut die dinarisch streichende Kammlinie im Hintergrund auf. Das diskordant die Kreideschichten überlagernde Tertiär gibt unterhalb des Kammes die Kreide in welliger Erosionsgrenze frei.

Im Hintergrund rechts steigt schon jenseits der Kreidemulde der spärlich bewaldete Peridotitrücken de Goleš aus dem Prijevoractal auf.

TAFEL 2

Fig. 1 Landschaftspartie in den Peridotiten des Crno Brdo.

Die gerundeten Kuppen sind im Gegensatz zu den mit dürftigem Eichverbißwald bedeckten Amphibolitgabbros (Fig. 2) mit vereinzelten Nadelhölzern bewachsen.

Fig. 2 Überlagerung von Gabbro auf Peridotit.

Blick vom Hp. 743 im Zubačtal nach N auf die Drina/Lim-Wasserscheide mit der Paßhöhe Hp. 930 und der Gabbrokuppe Hp. 974. Der Amphibolitgabbro überlagert auf der rechten Bildseite den Peridotitserpentin und wird seinerseits von einem dünnen Schleier aus Sandsteinen der unteren Schieferhornsteinserie überdeckt.

Deutlich zum Ausdruck kommen die Unterschiede im Vegetationsbild: rechts der pflanzenfeindliche Peridotit, in der Bildmitte und auf der linken Seite der spärlich bewaldete, von dürftiger Grasnarbe bedeckte Gabbro, im Hintergrund Sandsteine mit Eichengestrüppvegetation.

Der Gabbro links zeigt Rutschungserscheinungen.

TAFEL 3

Fig. 1 Blick vom Crno Brdo auf die Ostflanke der Kreiderippe.

Die jenseits der mit Weiden und Laubwäldchen bestandenen Kreide im Hintergrund aufstrebenden vegetationslosen oder nur spärlich bewaldeten Bergzüge bauen sich aus Peridotitserpentinen, uralitischen Saussuritgabbros und Amphibolitgabbros (Mittelgrund) auf.

Fig. 2 Kalkkonglomerate in Schichten des Glauconienniveaus.

Die dichten, grauen Kalkgerölle liegen in einem kalkig-mergeligem Bindemittel. Ehemaliger Schottersteinbruch an der Straßenkehre von Han Omarine.

TAFEL 4

Fig. 1 Tuffführender SHS-Sandstein (G 14), Nic. halb gekr., Vergr. 108:1

In ein Quarz/Feldspat-Sandsteingefüge sind Tuffragmente etwas gröberer Kornfraktion eingesprengt. Die sehr schmalen und enggepackten Feldspatnädelchen und -leistchen sind für plötzlich abgekühlte Lavensubstanzen mit hoher Keimzahl charakteristisch.

Auf Grund der dichten Packung der Plagioklaskristalle in den Tuffpartikeln bildet der Chlorit als Zement gewöhnlich nur krustenförmige Überzüge auf den Feldspäten, seltener ist er in Zwickeln angereichert. Rötliches, halbopakes Erz ist beigesellt.

Fig. 2 Kalktuffit (G 53), Nic. halb gekr., Vergr. 32:1

Zwei heterogene, gerundete Lapilli in fossilreichem Kalkzement werden von einem feinkristallinen Mantelsaum kleinster Calcitkörnchen eingehüllt.

Während das rechte Fragment feinste Plagioklasleistchen und Chlorit in ophistischer Kombination zeigt, erinnert die Struktur des linken Partikels mit rundlich begrenzten Feldspatplatten und sekundär aus femischen Gemengteilen metamorphisiertem Epidot an Tiefengesteinsgefüge.

TAFEL 5

Fig. 1 Lapilliagglomerat (G 50), Nic. halb gekr., Vergr. 35:1

In ein Gemenge aus ophitisch struierten Diabasbröckchen (D) sind pyroklastische Komponenten von abweichender Struktur eingelagert. Sie verraten durch ihre typische Zusammensetzung aus rosettenartig verfilzten Feldspataggregaten, durch verkümmertes Kristallwachstum und Kristallmikrolithe keine hiatale, sondern eine plötzliche Erstarrung aus ehemals wohl glasflüssigem Zustand.

Manche der Feldspatgarben zeigen in dem stark herausgehobenen, ellipsoidisch gerundeten Tuffragment eine deutliche Ausrichtung nach den äußeren Umrissen des Partikels.

Fig. 2 Lapilliagglomerat (G 50), Nic. halb gekr., Vergr. 164:1

Die garbenartig gebündelten Plagioklase in dem plötzlich erstarrten Tuffragment führen in den Zwischenräumen der äußerst dicht gepackten schmalstengligen Kristalle Chlorit und Ilmenit.

TAFEL 6

Fig. 1 Lherzolith (G 77), Nic. gekr., Vergr. 34:1

Eine große, mechanisch deformierte, undulöse Platte aus lamellar verwachsenem rhombischen (schmale, helle Lamellen) und monoklinen Pyroxen liegt in einem allotrimorph-körnigen Olivin/Pyroxengewebe. Der Pyroxen wird halbseitig von einem Aggregat kleinerer homogener Augitkristalle umschlossen. Auf der rechten Bildseite befinden sich zwei weitere lamellierte Pyroxene (P).

Fig. 2 Lherzolith (G 72), Nic. gekr., Vergr. 100:1

Abwechselnd aus monoklinen (helle, breite Lamellen) und rhombischen Lamellen aufgebauter Verwachsungspyroxen in Serpentingefüge. Während die Serpentinisierung der Olivine schon nahezu abgeschlossen ist, ergreift die zögernd nachfolgende Bastitisierung, ausgehend vom Innern der Platte, zunächst vorzugsweise die rhombischen Pyroxenlamellen.

TAFEL 7

Fig. 1 Lherzolith (G 76), Nic. halb gekr., Vergr. 32:1

Im Serpentinisationsschutz eines Verwachsungspyroxens (P) bleibt in hochgradig serpentinisiertem Olivingewebe ein rundlicher Olivineinschluß (O) vor der Hydrolyse verschont. Die gegenüber der Olivinpseudomorphosierung verzögerte Bastitisierung beginnt auf Sprungsystemen, die infolge Volumenvermehrung bei der Serpentingenese aufrissen.

Fig. 2 Allivalit (G 90), Nic. halb gekr., Vergr. 32:1

Drei längsachsenparallel eingeregelte Olivinkristalle (O) von nahezu gleichartiger optischer Orientierung werden von gestreckten, unterschiedlich orientierten Bytownittafeln umschlossen. Die Olivine wurden unter Magnetitneubildung in unregelmäßigen Maschenstrukturen partiell serpentinisiert.

Die bei der Hydrolyse stattfindende Volumenzunahme hat eine Aufsprengung der benachbarten Plagioklase in radial von den eingeschlossenen Olivinen ausstrahlenden divergierenden Sprungsystemen zur Folge. Ausgehend von den Spannungsrissen wurden die Feldspäte sericitisiert, doch zeigt nur der linke obere Kristall weitergehende sericitische Ausfüllung.

TAFEL 8

Fig. 1 Uralitischer Saussuritgabbro (G 97), Nic. halb gekr. Vergr. 35:1

Ein allotriomorpher Pyroxenkristall wurde unter partieller Aufzehrung durch faserige uralitsiche Hornblende ersetzt (P+A). In dem Amphibolkristalloblasten bleiben Pyroxenrelikte erhalten. Der Uralit sprosst in paralleler Anordnung bartartig über den ehemaligen Wirtskristall hinaus in das Epidot/Zoisit-Gewebe hinein (A). In Letzteres sind isolierte Einzelnadeln von Strahlstein eingewachsen.

Fig. 2 Uralitischer Saussuritgabbro (G 94), Nic. gekr., Vergr. 164:1

In einem wolkig getrübten Bytownit mit beginnenden Zersetzungserscheinungen sind teils unorientiert, teils auf kristallographischen Flächen parallel orientiert, isolierte Einzelnädelchen, sowie ein garbenartig gebündeltes Nadelaggregat von Strahlstein (A) eingewachsen.

TAFEL 9

Fig. 1 Granatführender Pyroxenamphibolit (G 112), Nic. halb gekr., Vergr. 100:1

In zentrischer Textur wird ein Granatporphyroblast von Feldspat/Amphibol-Reaktionsprodukten umsäumt. Um den Granatkern legt sich zunächst ein schmaler erzfreier Kelyphithof, der mit scharfer Grenze von einer ringförmigen Zone staubfeinen Erzes abgelöst wird. Auf diese folgt in mehr oder weniger radialer Anordnung ein noch magnetitreicher Saum von Feldspat/Amphibol-Kelyphit in eine gröber struierte erzfreie Zone übergeht. In dieser lassen die Amphibolschläuche zuweilen eine gewisse längsachsenparallele Einregelung erkennen.

Fig. 2 Granatführender Pyroxenamphibolit (G 112), Nic. gekr., Vergr. 100:1

In der vollständigen Reaktionspseudomorphose von Feldspat/Amphibol-Kelyphit nach Granat ist in eine einheitlich orientierte, verzwillingte Plagioklasplatte schlauchartiger Amphibol blastisch eingewachsen. Auf der linken Bildseite gehen die amöboiden Fortsätze, unter lokal begrenzter Einschaltung eines Erzkranzes, in größere Hornblendekristalle über.

Das magnetitische Erz gruppiert sich in größeren oder kleineren Körnern zur Hauptsache in der Peripherie der Kelyphitpseudomorphose, findet sich aber auch in dem feiner blastisch struiertem Zentrum des Reaktionshofes.

TAFEL 10

Fig. 1 Dioritamphibolit (G 123), Nic. halb gekr., Vergr. 102:1

Ein beträchtlich korodierter monokliner Pyroxenrelikt (P) und mehrere weitgehend sericitisierte Plagioklase (F) werden als Reste des Primärgewebes von mengenmäßig dominierenden, sekundären Hornblendekristallen (A) umschlossen.

In die Hornblendexenoblasten sind - ebenso wie in die Feldspäte - linsenförmig abgerundete Titanitkristalle (T) eingelagert.

Fig. 2 Amphibolitschiefer (G 125), Nic. halb gekr., Vergr. 100:1

Im Gegensatz zu den langprismatischen, durch Kristallisationsschieferung streng parallel gestellten Hornblendenematoblasten (A), haben die durch Zersetzungsphänomene getrübten Plagioklase (F) kürzer gedrungene Ausbildung, zeigen aber ebenfalls noch eine Längseinregelung.

Auch die akzessorisch beigesellten Zoisite, Clinozoisite (Z) und Titanite zeigen längsachsenparallele Ausrichtung.

NW
SE
Goleš 1014
Crna Brda 924
Tavnica 1072
Peridotit / Serpentin

1

882
Tavnica 1072
872
884
880
SHS
Goleš 1014
Perid./Serp.
809
SHS

2

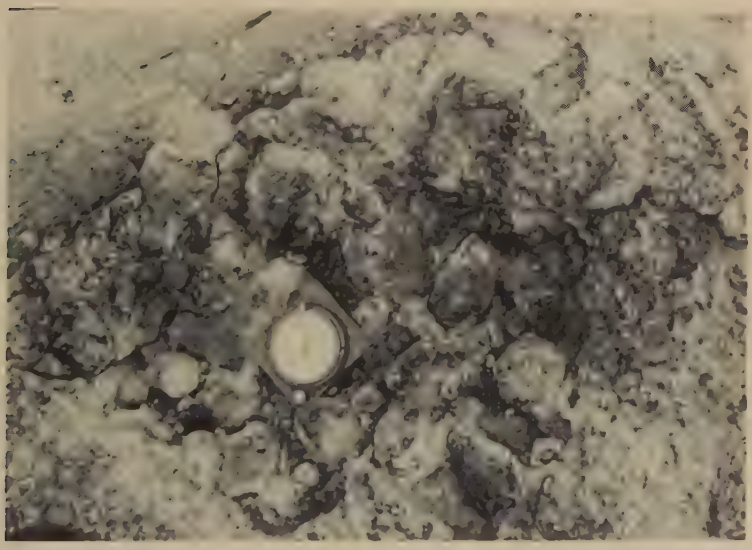
Tafel 1

Tafel 2

1

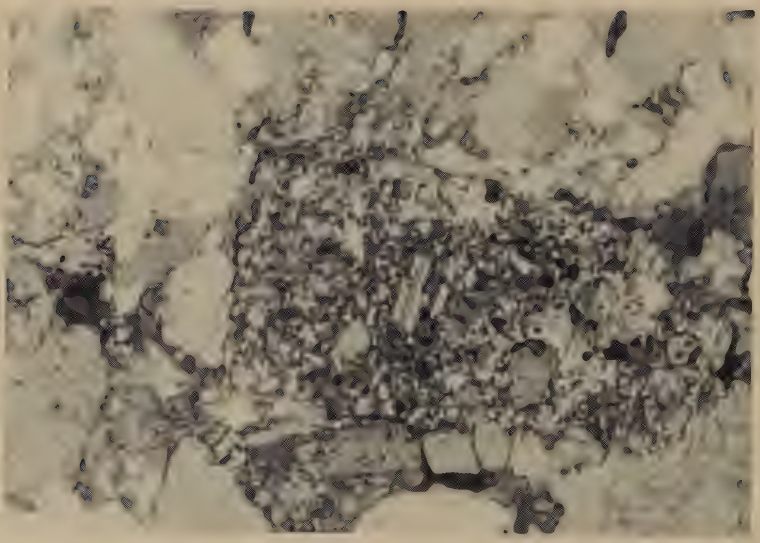
2

1

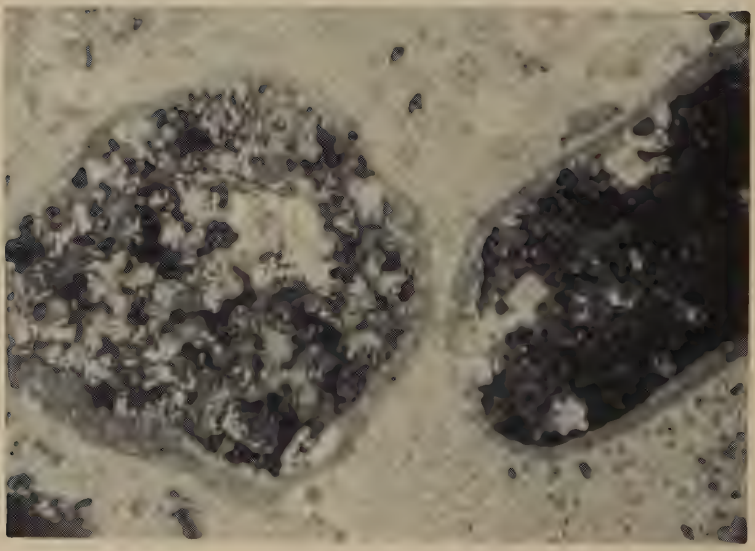


2

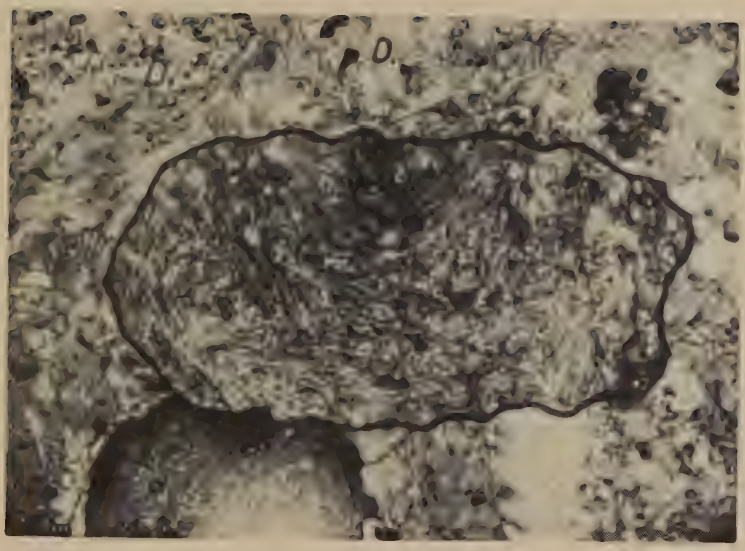
Tafel 4



1



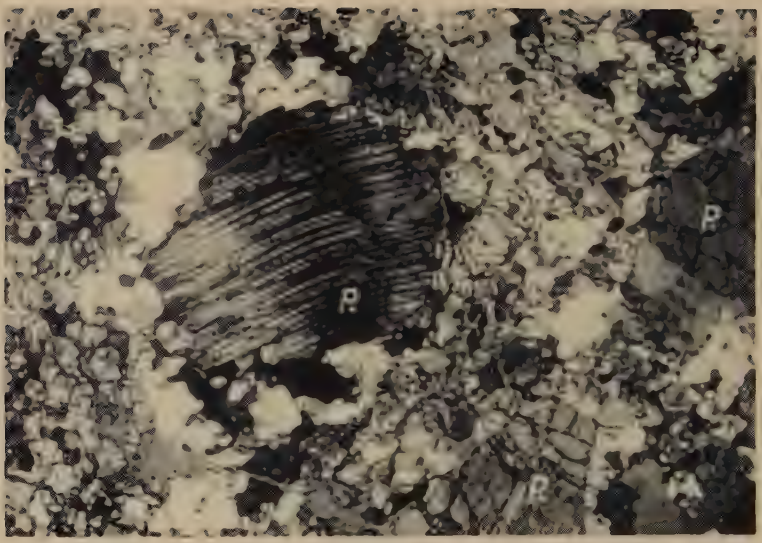
2



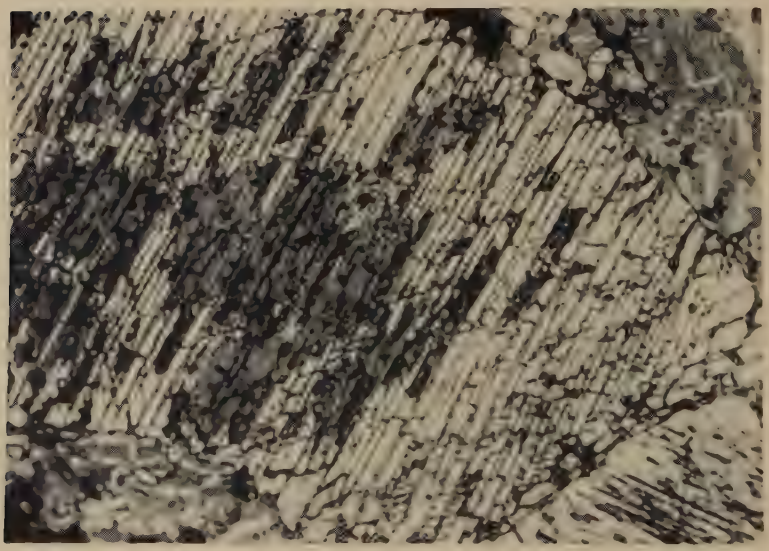
1

2

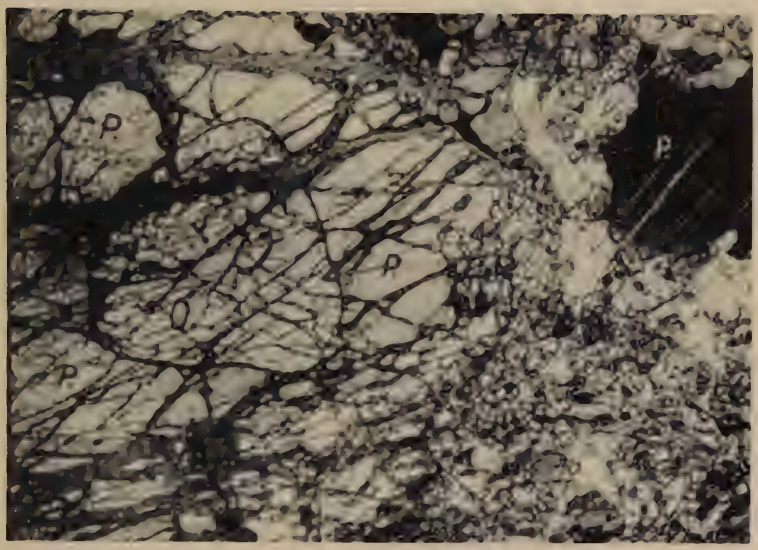
Tafel 6



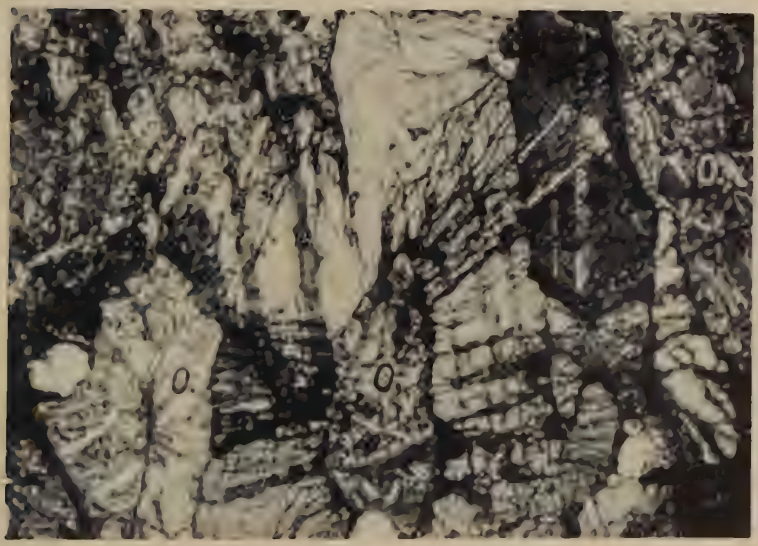
1



2

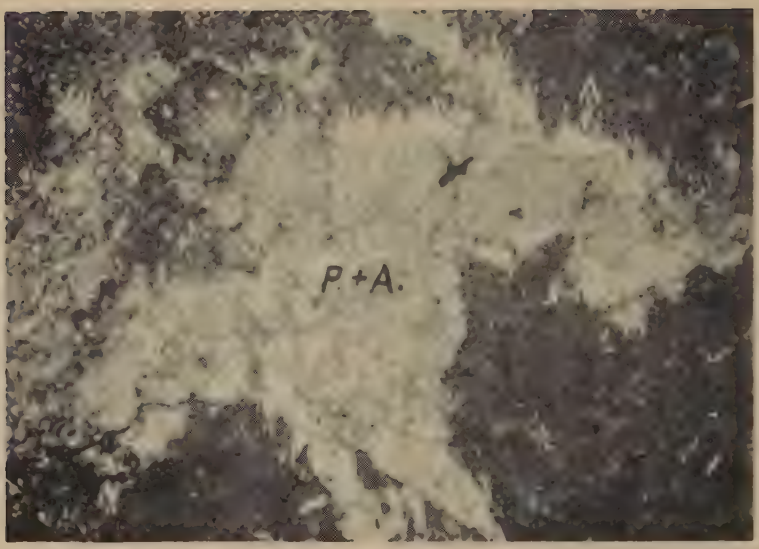


1



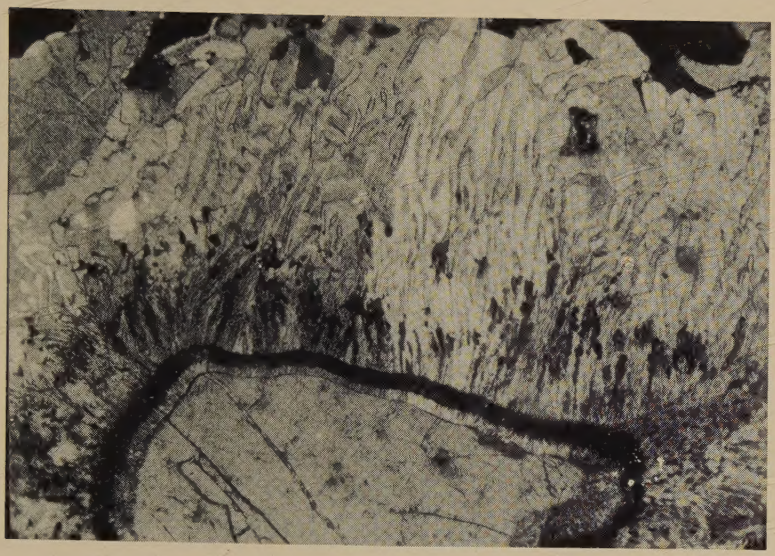
2

Tafel 8

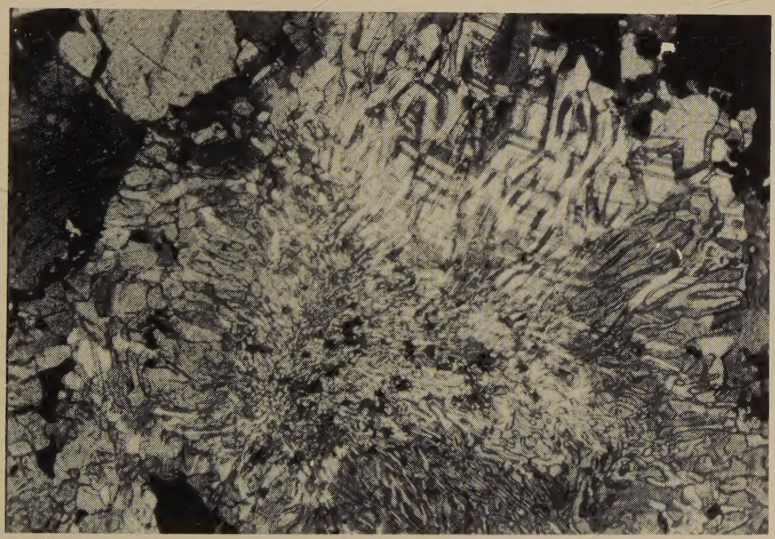


1

2

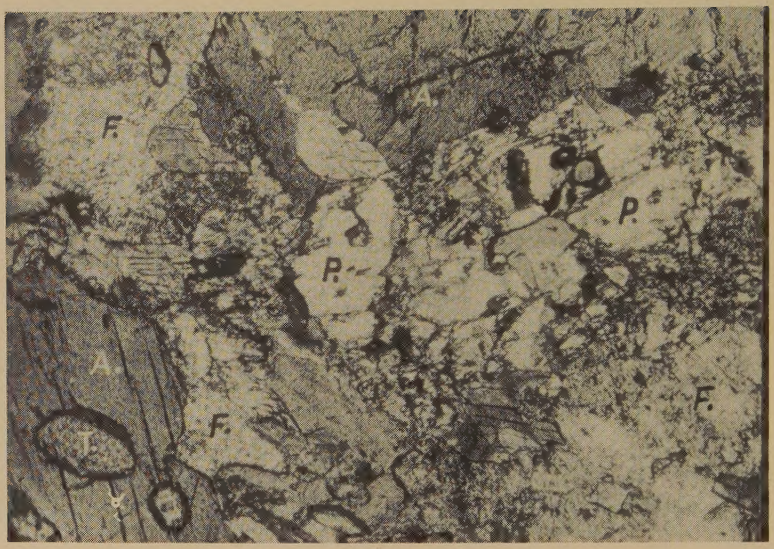


1

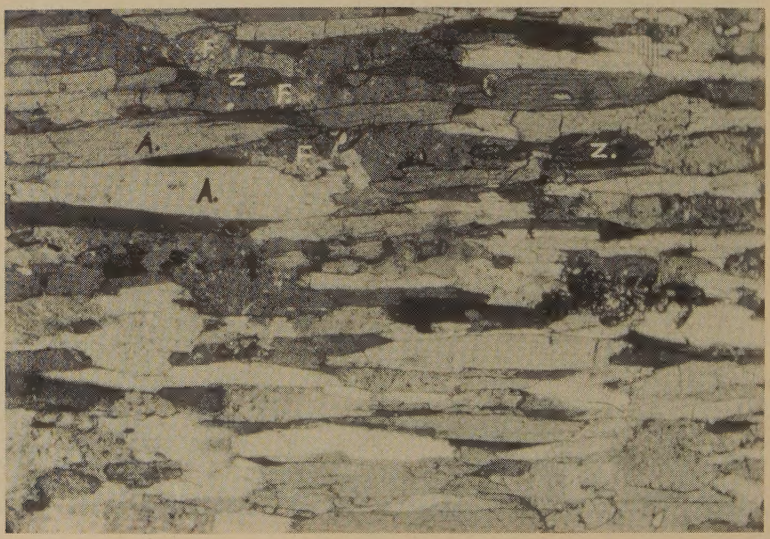


2

Tafel 10



1



2